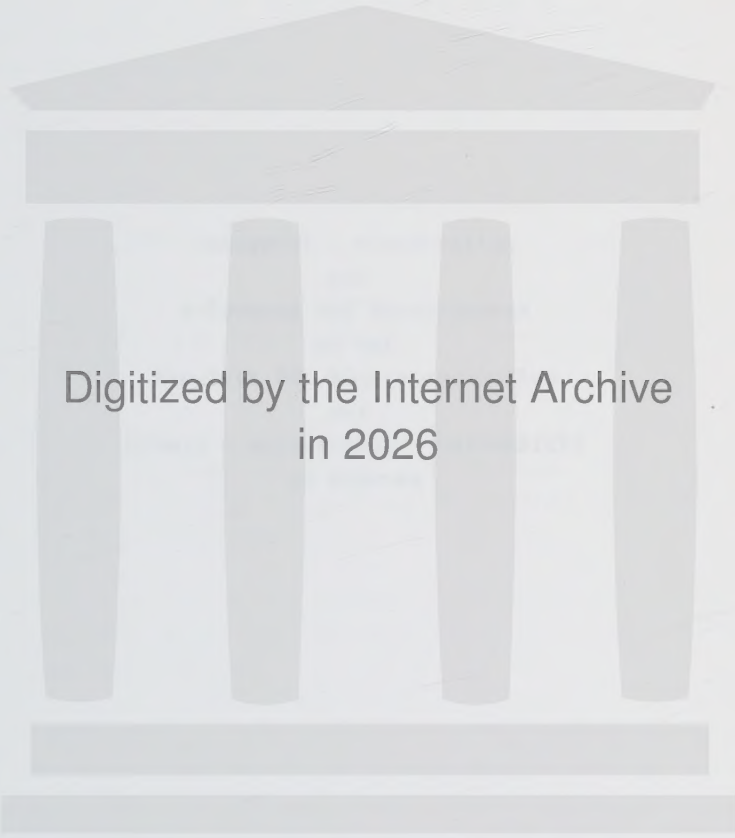


**BEITRÄGE ZUR GENESE INTERMEDIÄRER
UND BASISCHER MAGMATITE**

BEISPIELE AUS DEM BAYERISCHEN WALD

WOLFGANG SPIEGEL



Digitized by the Internet Archive
in 2026

BEITRÄGE ZUR GENESE INTERMEDIÄRER UND BASISCHER MAGMATITE -
BEISPIELE AUS DEM BAYERISCHEN WALD

Inaugural - Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
an der
Fakultät für Geowissenschaften
der
LUDWIG - MAXIMILIANS - UNIVERSITÄT
zu München

vorgelegt von
WOLFGANG SPIEGEL
München, den 8.10. 1986

1. Berichterstatter: Prof.Dr.G. Propach

2. Berichterstatter: Prof.Dr.G. Troll

Tag der mündlichen Prüfung: 11.2. 1987

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1983 bis 1986 am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München.

Groß ist die Zahl derer, denen ich zu danken habe:

- Herrn Prof.Dr.G. PROPACH für die Einführung in die Arbeitsthematik und die Hinführung zu methodischen Ansätzen, sowie für aufmunternde Diskussionen während des ganzen Zeitraums der Bearbeitung.
- Herrn Prof.Dr.H.G. HUCKENHOLZ für die Erlaubnis zur Benützung von Institutseinrichtungen.
- Herrn Dr.H. KÖHLER und Herrn Dr.J. POHL für die freundliche Betreuung der isotopengeochemischen bzw. geophysikalischen Untersuchungen.
- Herrn Prof. Dr.-Ing.G. MORTEANI und Herrn Dr.M. SATIR für die großzügige Nutzungsmöglichkeit der automatisierten Röntgenfluoreszenzanalyse am Institut für Angewandte Mineralogie und Geochemie der TU München.
- Meinen lieben Kollegen W. KRAFT und W. WÜNSCH für alle großen und kleinen, geduldigen Hilfestellungen, sowie für viele fruchtbare Diskussionen.
- Allen Mitarbeitern des Lehrstuhls für Angewandte Mineralogie und Geochemie der TU München, die mir während der zweiten Hälfte des Bearbeitungszeitraumes durch vielfältige Unterstützung sehr geholfen haben.

Mein Dank gilt auch der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die diese Arbeit 20 Monate über Herrn Prof.Dr.G. PROPACH finanziell unterstützte.

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

	Seite
1. Einführung	1
1.1. Thematik der Arbeit	1
1.2. Geologische Grundlagen	3
1.2.1. Das varistische Grundgebirge	3
1.2.2. Der Vordere Bayerische Wald (Moldanubikum)	5
1.2.3. Das Arbeitsgebiet	10
1.2.3.1. Metamorphe Gesteine	10
1.2.3.2. Anatektische und magmatische Gesteine	11
1.2.3.2.1. Granitoide Gesteine	11
1.2.3.2.2. Intermediäre und basische Magmatite	11
2. Problemstellung	17
3. Methodik	18
3.1. Analysenverfahren	18
3.2. Gesamtgesteinsuntersuchungen	19
3.3. Kleinbereichsuntersuchungen	22
3.4. Biotituntersuchungen	26
4. Magnetik	27
5. Petrographische Beschreibung	30
5.1. Intermediäre und basische Magmatite	30
5.1.1. Lokalität Boxberg	30
5.1.1.1. Feinkörniger Diorit (gangartig)	31
5.1.1.2. Fein- bis mittelkörniger Diorit	32
5.1.1.3. Gabbro	34
5.1.2. Lokalität Grünbühel	37
5.1.2.1. Diorit Typ I	37
5.1.2.2. Diorit Typ II	37
5.1.3. Lokalität Sicklasberg	40
5.1.3.1. Fein- bis feinkörniger Diorittyp	40
5.1.3.2. Klein- bis mittelkörniger Diorittyp	41
5.1.4. Lokalität Hohe Leiten	43
5.1.5. Lokalität Ochsenberg	44

	Seite
5.1.6. Mittelwerte chemischer Analysen für Kapitel 5.1.	46
5.1.7. Zusammenfassung wichtiger petrographischer Ergebnisse aus Kapitel 5.1.	48
5.2. Nebengesteine der bearbeiteten Lokalitäten	49
5.3. Kleinbereichsprofile	50
6. Zur Nomenklatur der basischen und intermediären Magmatite	55
7. Geochemische Untersuchungen	59
7.1. Harker - Diagramme	59
7.2. Cluster Analyse	64
8. Die neun Gesteinsgruppen	70
8.1. Verhalten der analysierten Elemente (nach Clusteranalyse)	70
8.2. Variationsdiagramme für SiO ₂ und MgO	80
8.3. A - F - M Diagramm	84
8.4. SEE- Verteilungsmuster	86
8.5. Verhalten der Elemente bezogen auf den Erdmantel	89
8.6. Verhalten der Elemente bezogen auf die Erdkruste	91
9. Geochemie der Kleinbereichsprofile	95
9.1. Verhalten der analysierten Elemente in Bezug auf Kernbereich - Randbereich	97
9.2. Das Elementverhalten entlang der Kleinbereichs- profile	100
9.2.1. Vorgänge in intermediären und basischen Magmatitknollen	107
9.2.2. Vorgänge in Bezug zum Nebengestein	110
9.3. Vergleich mit geologischen Körpern größerer Dimension	116
9.4. Sr - Isotopenuntersuchung entlang eines Profils : Basischer Diorit - granitoides Nebengestein	121
10. Geochemie der Biotite	125

	Seite
11. Genetische Entwicklungsmöglichkeiten der intermediären und basischen Magmatite	135
11.1 Mögliche Beiträge durch Kristallisations-differentiation	135
11.2 Mögliche Beiträge durch Magmenmischung	147
11.3 Mögliche Beiträge durch Assimilation	154
12. Schlußfolgerungen	156
12.1. Basische Magmatite	156
12.1.1. Gabbro	156
12.1.2. Basischer Diorit	157
12.2. Intermediäre Magmatite	159
12.2.1. Quarz-Diorit	160
12.2.2. Tonalit	160
12.2.3. Granodiorit	162
12.2.4. Ganggranodiorit	163
12.3. Saure Magmatite	164
12.3.1. Granitoide Gesteine	164
12.3.1.1. Ödwieser Granit	164
12.3.1.2. Übrige granitoide Gesteine	166
12.3.2. Saure Granite	166
13. Zusammenfassung	167
Literaturverzeichnis	171
ANHANG	
Anhang A: Auflistung der bearbeiteten Gesteinsproben	177
Anhang B: Beschreibung der Probenfundpunkte sowie spezieller Vorgehensweisen der Probengewinnung	186
Anhang C: Liste der chemischen Analysen aller Gesamtgesteinsproben	201
Anhang D: Liste der chemischen Analysen der Biotitpräparate	236

1. EINFÜHRUNG

1.1. THEMATIK DER ARBEIT

Die Thematik der vorliegenden Arbeit orientiert sich an der - vor allem in jüngerer Zeit - intensivierten Diskussion zur Genese intermediärer Magmatite.

Nach MEHNERT und BÜSCH (1965) können folgende petrogenetischen Prozesse für die Bildung der intermediären Gesteinsgruppe prinzipiell in Betracht gezogen werden:

1. Veränderungen der Gabbrogruppe in Richtung auf intermediäre Zusammensetzung durch:
 - a) magmatische Differentiation (Gabbro → Diorit).
 - b) Assimilation SiO_2 -reicher Krustenteile.
2. Veränderungen der Granitgruppe in Richtung auf intermediäre Zusammensetzung durch:
 - a) magmatische Differentiation, d.h. als "basische Vorläufer" einer Granitintrusion.
 - b) Assimilation SiO_2 -armer Krustenteile.
3. Transformation von Krustenteilen primär intermediärer Zusammensetzung durch:
 - a) Umkristallisation und Blastese (Plagioklas-Blastese, Kalifeldspat-Blastese) mit oder ohne Zufuhr.
 - b) partielle bis vollständige Mobilisation (Anatexis) dioritischer Gesteinsanteile.

Die Vielzahl der oben aufgeführten Bildungsmöglichkeiten und deren denkbare Verknüpfungen (z.B. 1a + b) lassen die Problematik erkennen, für ein (oder mehrere in bestimmter Beziehung zueinander stehende) Dioritvorkommen eine begründete Modellvorstellung zu entwickeln, die den überwiegenden Anteil am Produkt Diorit (als Edukt aus dem Mantel, bzw. der Kruste) belegt.

So standen sich z.B. in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts zwei konträre Vorstellungen für die Genese der Diorite des Bayerischen Waldes - speziell das Dioritvorkommen von Fürstenstein betreffend - gegenüber:

- Diorit im Sinne eines Hornfelses (DRESCHER-KADEN, 1930):
Migmatitbildung zwischen Paragestein (Quarz-Biotit-Gneise) und intrusivem Granit.
- Diorit im Sinne eines "normalen Gliedes" einer Magmendifferentiation (SCHOLTZ, GRABER, KÖHLER; beschrieben in DRESCHER-KADEN, 1945).

Auch heute gilt - trotz verfeinerter Kenntnisse konkreter Bildungsvorgänge und Beeinflussungsfaktoren - die Dioritgruppe als im besonderen Maße komplex. Häufig führt die Bearbeitung nur zu einer Eingrenzung möglicher Modellvorstellungen.

Zum Beispiel ergaben petrographische Untersuchungen zur Genese synorogener, varistischer Magmatite im kristallinen Odenwald (MAGGETTI & NICKEL; 1973) für die Dioritserien eine Unterteilung in magmatisch gebildete Hornblendediorite (Gabbro → Diorit) und aus Plagioklasblastese und Anatexis hervorgegangene Biotit-Diorite. Eine geochemische Bearbeitung dieser Gesteine (WEBER-DIEFENBACH; 1974) brachte keine eindeutige Aussage, weder zugunsten von Krustenmaterial, noch zugunsten von Mantelmaterial, als Edukt für diese beiden Diorittypen.

1.2. GEOLOGISCHE GRUNDLAGEN

1.2.1. DAS VARISTISCHE GRUNDGEBIRGE

Das Arbeitsgebiet liegt geographisch gesehen im Bayerischen Wald (Ostbayern) und gehört geologisch zum Moldanubikum (KOSSMAT; 1927), einem Teil des zentraleuropäischen, varistischen Orogens.

Zur geodynamischen Deutung des varistischen Grundgebirges entwickelten sich in den letzten 15 Jahren drei verschiedene Modellvorstellungen (nach BLÜMEL, 1982):

Modell 1: **Subduktion** (ANDERSON, 1975)

Ozeanische Kruste wird während des Karbons südostwärts unter einen aktiven Kontinentalrand (Teil des Harzes) subduziert (Plattentektonische Deutung). Über der Benioff-Zone entstehen in Folge einer Hochtemperaturmetamorphose granitoide Schmelzen.

Diesem Modell widerspricht nach KREBS und WACHENDORF (1976) das Fehlen einer nachweislich ozeanischen Kruste mit Tiefseesedimenten, die Platznahme von kontinentaltholeiitischen Magmen und das Fehlen von (obduzierten) Hochdruck-Metamorphiten.

Dem plattentektonischen Deutungsversuch steht das ensialische Orogen-Modell gegenüber, das in einer vertikaltektonischen (KREBS und WACHENDORF, 1973; Modell 2) und in einer horizontaltektonischen Variante (BEHR, 1978; WEBER, 1978; Modell 3) entwickelt wurde.

Modell 2: **Granit - Diapirismus** (KREBS und WACHENDORF, 1973)

Ausgangspunkt der Deutung sind die paläogeographischen Verhältnisse im Rhenoharzynikum und im Saxothuringikum. Hier herrscht eine Becken/Schwellen-Gliederung von starker Mobilität vor. Diese Gliederung ist eine Folge von diapirartig langsam aufsteigenden Granitschmelzen, welche den umgebenden Krustenbereich aufwölben. Zwischen den Aufwölbungszonen senken sich Sedimenttröge ein, deren Inhalt während des Granitaufstiegs verfaltet wird. Die intensive

und extensive Granit-Produktion im Varistikum ist das Resultat einer Teilaufschmelzung der tieferen Erdkruste, ausgelöst durch aus dem Erdmantel aufsteigende basische Schmelzen.

Modell 3: Subfluenz (BEHR, 1978; WEBER, 1978)

In einer umfassenden Grundgebirgsanalyse stellen die beiden Autoren folgende geologische Erscheinungen von horizontaltektonischer Signifikanz heraus:

1. Nordost-südwest verlaufende Scherzonen von weiträumiger Erstreckung, angezeigt durch streifenförmige Zonen mit retrograd überprägten Granulitfazies-Gesteinen, Granat-Ultrabasiten (im Moldanubikum) und durch Grundgebirgsdecken, Gneiskeile und Wildflyschsedimente (im Saxothuringikum).

2. Südostwärts einfallende, listrische Überschiebungen und nordostvergenter Faltenbau im Rhenoharzynikum.

Der Entstehung der Scherzonen zeitlich voran geht nach BEHR (1978) die Platznahme von heißem asthenolithischen Mantelmaterial im subkrustalen Lithosphärenbereich unterhalb des heutigen Moldanubikums. Damit wird in einer bereits konsolidierten Kontinentalkruste erneut eine Orogenese mit Metamorphose (ensialische Orogenese) in Gang gesetzt. Infolge der langsamen Abkühlung der Asthenolith-Linsen (Konversion, Dichtenumkehr) sinken Teile der subkrustalen Lithosphärenschicht nacheinander ab (Delamination) und werden im "strömenden" Erdmantel weggeführt. Dieser kann nunmehr direkt auf die krustale Lithosphäre einwirken, sowohl thermisch durch weitere Aufheizung wie auch mechanisch durch Induzierung von Scherspannungen, die zur Entstehung von flach einfallenden "Subfluenz-Zonen" führen.

BLÜMEL (1982) führt weiter aus, daß das Subfluenzmodell in umfassender Weise die geologische Entwicklung des mitteleuropäischen Varistikums von "unten" nach "oben" zu erklären vermag. Es löst dabei das Dilemma der fehlenden Überdeckungsmächtigkeiten (im ostbayerischen Moldanubikum mindestens 15 km) und bietet zudem eine Erklärung für die ungewöhnlich hohen Krustenmächtigkeiten, die heute am Westrand der Böhmisches Masse gemessen werden (35 km,

GIESE, 1978; 34 km, STRÖßENREUTHER, 1982).

Für die Thematik dieser Arbeit ist die Frage nach der Herkunft der am Aufbau der varistisch geprägten Kruste beteiligten basischen Magmen von wesentlicher Bedeutung. Aus den geodynamischen Deutungen ergibt sich nach Modell 1, daß diese von subduziertem ozeanischen Material abzuleiten wären, nach Modell 2 und 3, daß Mantelderivate deren Ausgangspunkt bilden. Nach dem heutigen Stand der Erkenntnis, wie auch bei BLÜMEL (1982) beschrieben, wird letztere Deutung, und damit die Herkunft der basischen Magmen aus dem Mantel als wahrscheinlich angenommen.

1.2.2. DER VORDERE BAYERISCHE WALD (MOLDANUBIKUM)

Die innerste Grundgebirgszone des varistischen Orogens ist das Moldanubikum. Nach FISCHER (1967) versteht man unter Moldanubikum diejenige kristalline Einheit, die die algonkischen und paläozoischen Schichten des Barrandiums (CSSR) im Südwesten, Süden und Südosten umrahmt. Es wird im Nordosten durch die Luhe-Linie von den hauptsächlich paläozoischen Einheiten des Saxothuringikums getrennt. Das Moldanubikum ist durch einen generell hohen Metamorphosegrad, verbunden mit Vorkommen von Eklogit, und durch eine stockwerksbedingte Änderung des tektonischen Stils geprägt (statt Sattel und Muldenbau wie z.B. im Saxothuringikum, hier vorherrschend Plättungsdeformation). Nach BEER (1981) und BLÜMEL (1972, 1982) ist die metamorphe Fazies des Moldanubikums das Resultat einer progressiven Metamorphose, vollzogen unter Niederdruck-/Hochtemperaturbedingungen. Das Moldanubikum wird überwiegend aus polymetamorphen Metasedimenten und Migmatiten aufgebaut. Hinzu kommen verbreitet varistische und untergeordnet assyntische Intrusiva.

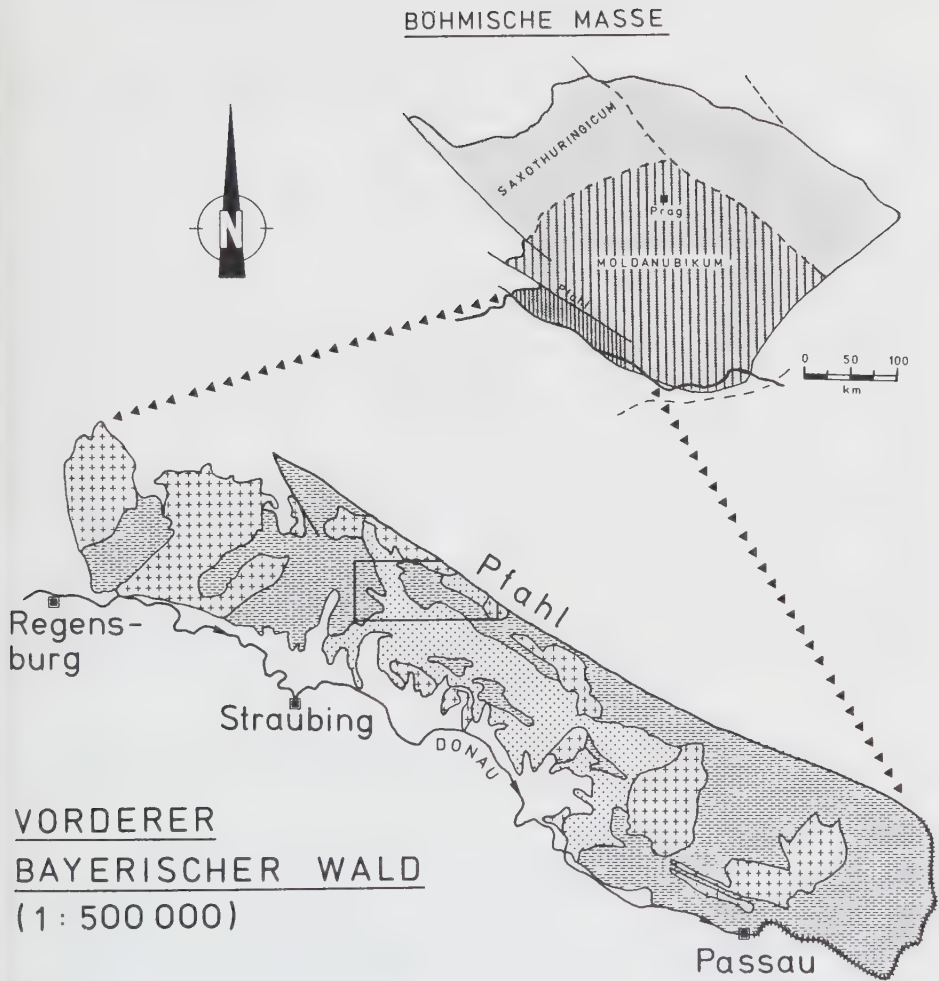
Eine Übersicht über den heutigen Wissensstand der geologischen Entwicklungsgeschichte des Moldanubikums aufgrund geochronologischer Daten gibt Tabelle 1.

Das Kristallgebiet des Bayerischen Waldes ist der südwestliche Teil der Böhmisches Masse (siehe Abb. 1). Charakteristisch für diese ist eine interne Blockstruktur mit tiefreichenden Verwerfungszonen. In erster Näherung kann das Arbeitsgebiet als in direkter Nachbarschaft zu einer dieser Verwerfungen - der Pfahlzone - betrachtet werden (siehe Abb. 1). Dieses tektonische Lineament von ca. 150 km Länge trennt zwei geologische Einheiten: den Vorderen und Hinteren Bayerischen Wald. Sie sind durch unterschiedliche Gesteinsfolgen gekennzeichnet. Während im Hinteren Bayerischen Wald niedrigere Metamorphosegrade als südlich des Pfahls vorherrschen, ist der Vordere Bayerische Wald neben der generell höheren Metamorphose (bis zur Anatexis) zusätzlich durch das Auftreten intermediärer Magmatite sowie größerer granitischer Intrusivkörper geprägt.

Der Vordere Bayerische Wald untergliedert sich in drei Teilgebiete. Das Arbeitsgebiet liegt im Mittleren Vorderen Wald (siehe Abb. 1), an den sich im Nordwesten der Regensburger Wald, im Südosten der Passauer Wald anschließt.

Abb. 1: Geologische Skizze der Böhmisches Masse und des Vorderen Bayerischen Waldes. Begrenzung des Moldanubikums innerhalb der Böhmisches Masse (schraffiert) nach VEJNAR (1971). Eng schraffiert der unterhalb dargestellte Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes auf der Grundlage der geologischen Karte von Bayern, 1 : 500 000, München, 1964.

Abb.: 1



LEGENDE



Saure bis intermediäre
varistische Magmatite



Diatexite, anatektische Gneise,
Gebiete starker Granitisation



Perlgneis



ARBEITSGEBIET

Alter	geologische Ereignisse
1900-2400 Mill. Jahre	Bildung von Zirkon in den Gebieten, die das sedimentäre Ausgangsmaterial der moldanubischen Paragneise lieferten
ca.1100-480 Mill. Jahre	Sedimentation, Intrusion granitischer Gesteine (heutige Orthogneise?)
550-600 Mill. Jahre	assyntische Regionalmetamorphose und Deformation? Geochronologisch nicht nachgewiesen; falls vorhanden müßte möglicher Sedimentationszeitraum auf ca. 1100-600 Mill. Jahre beschränkt werden
480-340 Mill. Jahre	Granulitbildung, regionale Metamorphose und Anatexis intensive Durchbewegung und Deformation, Intrusion granitischer Gesteine?
340-310 Mill. Jahre	regionale Erwärmung auf über 500°C, Perl- und Körnelgneisbildung, möglicherweise örtliche Anatexis, keine regionale Durchbewegung
340-320 Mill. Jahre	Intrusion von Gabbros und prädioritischen Graniten, insbesondere des Kristallgranits I
320-310 Mill. Jahre	Intrusion dioritischer Gesteine
310-280 Mill. Jahre	Intrusionsbereich der Hauptmasse der varistischen Granite
ab ca. 310 Mill. Jahre	Blastomylonitbildung, Mylonitisierung, Diaphtorese, Bruchtektonik, Heraushebung

Tabelle 1.: Zusammenfassende Übersicht über die geologische Entwicklungsgeschichte des ostbayerischen Grundgebirges aufgrund geochronologischer Daten. Tab. nach GEBAUER (1976) in OTT (1979).

Bearbeitungen zur Altersstellung der Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes erbrachten varistische Alter (siehe Tab. 2).

Gestein	Methode	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i	Alter	Autor
Hauzenberger Granit II	Rb/Sr	0.7089 $\pm$ 0.0001	313 $\pm$ 6 Ma	CHRISTINAS, 1979
Granodiorit- Porphyrit	Rb/Sr	0.7059 $\pm$ 0.0001	302 $\pm$ 7 Ma	CHRISTINAS, 1979
Kristall- granit I	Rb/Sr	0.7076 $\pm$ 0.0005	348 $\pm$ 11 Ma	KÖHLER, 1981
Diorit	Rb/Sr	0.7076 $\pm$ 0.0003	335 $\pm$ 12 Ma	KÖHLER, 1981
Kristall- granit II	Rb/Sr	0.7116 $\pm$ 0.0005	319 $\pm$ 7 Ma	KÖHLER, 1981
Quarz-Glimmer- Diorit	U/Pb		310 $\pm$ 2 Ma	GRAUERT et al., 1974
Ödwieser Granit	U/Pb		310 $\pm$ 6 Ma	SCHULZ*

* : freundl. mündl. Mitteilung

Tab. 2: Datierungen von Magmatiten des Vorderen Bayerischen Waldes. Hauzenberger Granit II und Granodiorit-Porphyrit aus dem Passauer Wald. Kristallgranit I, Diorit und Kristallgranit II aus dem Regensburger Wald. Qz-Glimmer-Diorit und Ödwieser Granit aus dem Mittleren Vorderen Bayerischen Wald. Die U/Pb-Datierungen wurden jeweils an Zirkonen vorgenommen. Für den Ödwieser Granit entspricht die Altersangabe dem unteren Schnittpunkt einer Discordia mit der Concordia. Das Zirkonalter für den Qz-Glimmer-Diorit ist nahezu konkordant. Die Werte von CHRISTINAS (1979) wurden aus Mineralisochronen ermittelt, die von KÖHLER aus Gesamtgesteinsisochronen.

1.2.3. DAS ARBEITSGEBIET

Das Arbeitsgebiet (siehe Abb. 2) wird durch eine ca. 1km breite Mylonitzone in zwei verschieden aufgebaute Gebiete getrennt. Im östlichen Teil treten größere Einheiten von mittelkörnigem Granit und anderen granitoiden Gesteinen (Paragranodiorit, Kristallgranit I, Ödwieser Granit) auf; demgegenüber setzt sich der westliche Teil überwiegend aus Gneisen zusammen. Untergeordnet finden sich - bevorzugt im Bereich granitoider Gesteine - im gesamten Gebiet verstreut kleinere und kleinste Vorkommen basischer und intermediärer Magmatite.

1.2.3.1. METAMORPHE GESTEINE

Die im westlichen Teil des Arbeitsgebietes vorherrschenden Metamorphite werden im wesentlichen aus einer monotonen Serie von Paragneisen gebildet, die als Perlgneis und Cordierit-Sillimanit-Gneis bezeichnet werden, wobei letzterer - speziell im Arbeitsgebiet - große Ähnlichkeiten mit dem Perlgneis aufweist (SCHULZ, 1982). Beide Gesteinstypen werden im Folgenden unter "Perlgneis" zusammengefaßt. Namensgebend für die Perlgneise sind rundliche Plagioklas-Blasten, die homogen im Gestein verteilt sind. FISCHER (1959) und SCHREYER (1967) interpretieren die Perlgneise als rekristallisierte Blastomylonite; FISCHER (1959) vermutet, daß die Homogenität vorwiegend durch mechanische Vermengung während der Mylonitisierung erzeugt und nicht durch Stoffwanderungen bei steigenden Temperaturen hervorgerufen wurde.

Zu den aufgezählten Gesteinen kommen untergeordnet im Arbeitsgebiet noch Körnelgneis und nebulitischer Gneis hinzu (auf die in dieser Arbeit im Folgenden aber nicht Bezug genommen wird), sowie in Form von schmalen Linsen und Schollen ein von Perlgneis stark abweichender Typ des Cordierit-Sillimanit-Gneises (= grobkörniger Cordierit-Sillimanit-Gneis), der nördlich des Pfahls große, zusammenhängende Züge bildet.

1.2.3.2. ANATEKTISCHE UND MAGMATISCHE GESTEINE

1.2.3.2.1. GRANITOIDE GESTEINE

Durch lückenlose Übergänge ist der Perlgneis mit granitoiden Gesteinen verbunden, deren Einordnung Schwierigkeiten bereitet. Für eines dieser Gesteine fordert LIST (1961), daß es als Endprodukt der Perlgneismetamorphose aufzufassen ist; gedacht ist an eine Granitisation in situ, die unter Ionenzufuhr, besonders von Alkalien, stattgefunden, jedoch kein magmatisches Stadium erreicht hat. LIST nennt dieses Gestein "Paragranodiorit", wobei die Vorsilbe "para-" dem sedimentären Ausgangsmaterial, die Bezeichnung "-granodiorit" dem Chemismus und dem Gefüge Rechnung tragen soll. Ein ganz ähnlicher Gesteinstyp wurde von v.GÜMBEL (1868) nach der Typlokalität Ödwies südlich Ruhmannsfelden "Ödwieser Granit" genannt und von ihm als Magmatit klassifiziert. Eine eingehende Bearbeitung des Ödwieser Granits u.A.mit Hilfe geochemischer Methoden (SCHULZ, 1982) ergab, daß eine in situ Granitisation, die unter Zufuhr von Alkalien nur den metamorphen Altbestand mobilisiert, aufgrund stofflich signifikanter Differenzen zu den Perlgneisen ausgeschlossen werden muß. Vielmehr ist eine Stoffzufuhr zu fordern, die neben Alkalien auch Elemente wie Zr, P, F, Ca und Sr einschließt. Als Quelle der Zufuhr wird von SCHULZ der obere Mantel diskutiert.

Zu den bisher aufgeführten granitoiden Gesteinen kommt im Arbeitsgebiet in Form meist kleinerer Bereiche grobkörnig-porphyrischer Granit hinzu (Kristallgranit), sowie - als größere diskordante Körper - mittelkörniger Granit.

1.2.3.2.2. INTERMEDIÄRE UND BASISCHE MAGMATITE

Zum Thema der intermediären und basischen Magmatite gibt es für den Bereich des Bayerischen Waldes bisher nur wenige Bearbeitun-

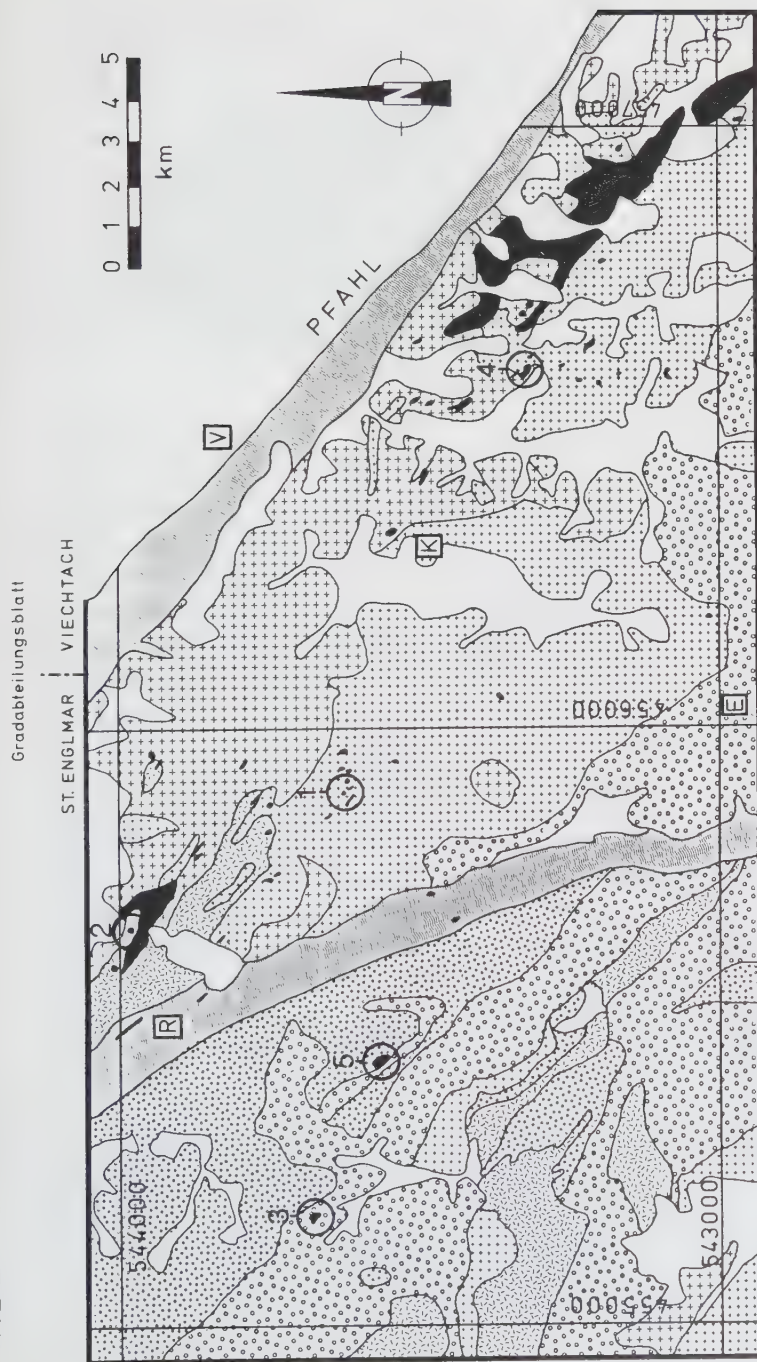
gen. GRIEBEL (1970) stellt die Diorite und Granodiorite im Gebiet von Stallwang (westlich des Arbeitsgebietes dieser Arbeit) aufgrund der Untersuchung von Gneiseinschlüssen im Granodiorit derart in Zusammenhang, daß ein dioritisches Magma, das sehr wahrscheinlich mit dem der Diorite von Stallwang identisch war, durch Assimilation von Gneiseinschlüssen mit granitähnlichem Chemismus zum Granodiorit wurde.

Für den gesamten Bayerischen Wald entwerfen PROPACH und OLBRICH (1984) folgendes Bild der genetischen Entwicklung intermediärer varistischer Magmatite:

- Intrusion basaltischer Magmen
- Bildung granitischer Magmen
- Bildung von Dioriten, Qz-Dioriten und Granodioriten durch weniger intensive Reaktion basaltischer Magmen mit der Kruste. Hohe Gehalte in den intermediären Magmatiten an K, Rb, Sr, Ba, P, Zr und LSEE durch selektive Aufnahme
- Differentiation
- Aufstieg nach Konsolidierung der älteren Granite. Kontrolle des Aufstiegs durch Dichte von Nebengestein und Magma

Abb. 2: Vereinfachte geologische Kartenskizze des Arbeitsgebietes nach den geologischen Karten von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6942 St. Englmar und Blatt Nr. 6943 Viechtach. Die durch Kreise hervorgehobenen wichtigen Probenlokalitäten werden im Verlauf der Arbeit namentlich angesprochen und sind Quelle des größten Teils der untersuchten Proben. Im Anhang B sind Ausschnittsskizzen mit eingezeichneten Probenfundpunkten der Lokalitäten Boxberg und Sicklasberg dargestellt, sowie die Bereiche südöstlich Kollnburg und südlich Rattenberg.

Abb.: 2



LEGENDE



Intermediäre
und basische
Granite
Magmatite



Mittelkörniger
Granit



Andere
Granitoide
Gesteine



Cordierit-
Sillimanit -
Gneiss



Perle gneiss



Körnigkeits,
Nebulitische
Gneiss



Mylonit
Zone



Quarzit,
Tertiär

E: St. Englmar K: Kollnburg

R: Rattenberg V: Viechtach

○ : Wichtige Probenlokalität

- 1 Boxberg
- 2 Grunbühl
- 3 Hohe Leiten
- 4 Ochsenberg
- 5 Sicklasberg

Im Bereich des Arbeitsgebietes wird auf den geologischen Kartenblättern St. Englmar und Viechtach bei den intermediären Magmatiten zwischen Quarz-Glimmerdioriten, Pyroxen-Hornblendedioriten, Hornblendedioriten und redwizitischen Metabasiten unterschieden. Diese Namensgebung wird nur für dieses Kapitel beibehalten.

Den mengenmäßig weit überwiegenden Anteil bilden die Quarz-Glimmerdiorite, die als meist pfahlparallele, gangartige Körper eines feinkörnigen, dunklen Gesteins beschrieben werden (OTT; 1979). Die Mächtigkeiten der deutlich geschieferten Gänge reichen von wenigen Metern bis zu mehreren 100 Metern.

Demgegenüber sind die als Pyroxen-Hornblende- und Hornblendediorit bezeichneten Diorite auf wenige, meist linsenförmige Vorkommen (siehe auch Abb. 3) beschränkt. Nach eigenen Beobachtungen ist das wesentliche Kriterium zur Abgrenzung gegen den Quarz-Glimmerdiorit ihr meist regellooses, klein- bis mittelkörniges Gefüge. Weit häufiger als in den Erläuterungen zur geologischen Karte St. Englmar (OTT; 1979) beschrieben, treten beide Diorittypen nebeneinander auf. Gemeinsame Kontakte konnten nicht beobachtet werden. Das größte Vorkommen, wo ausschließlich dieser regellose Diorittyp auftritt, ist die Lokalität Sicklasberg (siehe Abb. 2 und 3) mit einer Erstreckung von 200m x 200 m. Auf Grund geeigneter Aufschlußverhältnisse konnten zwei verschiedene Diorittypen - fein- bzw. mittelkörniger Diorit - unterschieden und räumlich voneinander abgegrenzt werden (siehe Abb. 3). Die Lage, die Ausdehnung, sowie die interne Strukturierung dieses Vorkommens waren bisher durch die Bearbeitung von OTT (1979) unzureichend wiedergegeben. Von besonderem Interesse für die Zielsetzungen der Arbeit war der Fund von mehreren dm- großen kugeligen, feinkörnigen Dioritlinsen im Rahmengestein der Lokalität Sicklasberg (Perlgnais).

Das Auftreten des sogenannten redwizitischen Metabasits beschreibt OTT (1979) folgendermaßen: "... kommen redwizitartige Gesteine in Form von losen Blöcken und Lesesteinen vor, ohne den näheren Zusammenhang mit ihrem Nebengestein aufzuzeigen. Es handelt sich um eng begrenzte Vorkommen, die wie der Gabbro in stark

Lokalität Sicklasberg

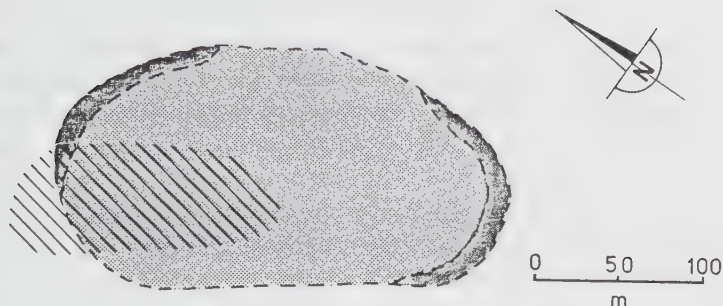


Abb. 3: Vereinfachte geologische Skizze der Lokalität Sicklasberg. Dunkel schattiert: klein- bis feinkörniger Randbereich; heller schattiert: mittel- bis kleinkörniger Kernbereich. Schraffiertes Feld: Lage und Größe des Vorkommens in der geologischen Karte, Blatt St. Englmar. Nebengestein: Perlgneis.

beanspruchten Störungszonen liegen." Speziell für eines dieser Vorkommen, Lokalität Grünbühel (siehe Abb. 2), konnten in einem immerhin ca. 300m x 300m großen Bereich (die geologische Karte gibt 50m x 50m an) verschiedene z.T. besonders mafitreiche Diorittypen beprobt werden. Das Merkmal, daß verschiedenartige basische und/oder intermediäre Magmatite auf eng begrenztem Raum nebeneinander auftreten, gilt, wie für die Lokalitäten Sicklasberg und Grünbühel, auch in besonderem Maße für die Lokalität Boxberg (siehe Abb. 2). Dies ist auch das einzige Vorkommen, wo im Verlauf der Geländebearbeitung gabbroides Gestein angetroffen wurde. Neben losen Blöcken, ohne Kontakt zum Nebengestein, konnten auch kantige dm-große Gabbroschollen, eingebettet in granitoides Gestein, gefunden werden. Einige dieser Schollen zeigen Reaktionssäume zum Nebengestein, das selbst meist eine mafitarmer, cm breite Zone zum Gabbro hin ausgebildet hat. Neben Gabbro treten hier verschiedene

Diorite, sowie, gangartig und zum Teil anstehend, Quarz-Glimmerdiorit auf, weshalb sich die Lokalität Boxberg zur reichhaltigsten Probenquelle entwickelte. Als Parallele zur Lokalität Sicklasberg sind auch hier dm-große kugelige, intermediäre Magmatitkörper, eingebettet im Nebengestein, aufgeschlossen. Es sind kleinkörnige Diorite mit cm-breiten "Reaktionssäumen" zum granitoiden Nebengestein (Paragranodiorit). Dieses wiederum zeigt im Kontaktbereich Anzeichen einer lokalen Schmelzbildung. Da dieses einzige Vorkommen von Gabbro im Bearbeitungsgebiet in einem Bereich liegt, wo zum einen auf engstem Raum und in offensichtlich komplizierter tektonischer Lagerung mittelkörniger Granit, Kristallgranit, Paragranodiorit und verschiedene Diorittypen auftreten, und zum anderen (zu allem Überfluß) die Gabbroblöcke ausnahmslos nur in den von der Landwirtschaft zusammengeschobenen Blockreihen vorzufinden sind, wurde die Erfassung der intermediären und basischen Magmatitvorkommen im Gelände mit zusätzlichen Bearbeitungsmethoden ergänzt (siehe Kap.4: Magnetik).

Zusammenfassend läßt sich für das Auftreten der intermediären und basischen Magmatite festhalten:

- Bei mehreren Vorkommen treten verschiedene intermediäre, z.T. sogar basische Gesteine nebeneinander auf.
- Die Vorkommen sind z.T. wesentlich größer, als es in bisherigen Bearbeitungen dargestellt war.
- Es lassen sich Wechselwirkungen zwischen diskordanten, intermediären Magmatitkörpern und granitoider Kruste beobachten.
- Abgesehen von den gangartigen Dioriten (Quarz-Glimmerdiorite) ist für basische und intermediäre Magmatite eine rundliche Einlagerung relativ kleiner Körper im Nebengestein typisch.

2. PROBLEMSTELLUNG

Die vorliegende Arbeit ist eingebettet in eine Reihe von Bemühungen, Erkenntnisse über die Entwicklungsgeschichte des Vorderen Bayerischen Waldes zu gewinnen. Der Frage nach der Genese der Magmatite kommt dabei wesentliche Bedeutung zu.

Eine erste Untergliederung der Magmatite des Arbeitsgebietes, vorgenommen anhand der Ergebnisse geologischer Bearbeitungen, führt zu zwei Gruppen:

1. Diskordante Magmatite.

In dieser Gruppe sind saure, intermediäre und basische Gesteine vertreten.

2. Nach ihren Eigenschaften als magmatisch anzusprechende Bereiche, die sich - zum Teil in einer kontinuierlich verfolgbaren Entwicklung - aus den umgebenden Gneisen ableiten lassen. Sie werden als "in-situ" - Magmatite bezeichnet. Sie beschränken sich chemisch auf granitische, untergeordnet auf granodioritische Zusammensetzung.

Mit der Voraussetzung einer Bestandsaufnahme basischer und intermediärer Gesteine ergeben sich für die erste der beiden oben unterschiedenen Gruppen folgende speziellen Fragestellungen:

- Nach welchen petrographischen, bzw. geochemischen Kriterien lassen sich verschiedene Magmatittypen voneinander abgrenzen?
- Haben sich alle Varietäten aus einem Stammagma entwickelt, oder gibt es getrennte Entwicklungspfade?
- Welche petrologischen Prozesse haben zu diesen Gesteinen geführt?

Bezüglich der "in-situ" - Magmatite läßt die Bearbeitung der obigen Fragestellungen Rückschlüsse erwarten, inwieweit diese Gesteine genetisch mit basischeren Magmen verknüpft sind (Wärmequelle, Stoffzufuhr, o.Ä.).

3. METHODIK

Insgesamt wurden (einschließlich der Kleinbereichsprofile) 261 Gesteinsproben bearbeitet (siehe auch Anhang A).

Von allen Proben wurde zumindest ein Dünnschliff angefertigt. Kleinbereichsprofile wurden mit einer Serie von Dünnschliffen entlang des Profils belegt.

3.1. ANALYSENVERFAHREN

Die chemischen Untersuchungen erfolgten unter Einsatz von:

- Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Alle Gesteinsproben sind mit Hilfe der RFA auf die Elemente Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Co, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Ba hin untersucht worden, wobei für jede Probe aus den Kleinbereichsprofilen die Ergebnisse der RFA Mittelwerte aus mindestens 3, z.T. bis zu 10 Messungen darstellen. Zusätzlich zu den Gesamtgesteinsproben wurden noch 38 Biotitpräparate auf Haupt- und Spurenelemente hin analysiert. Die Präparation der Schmelztabletten, die Messung aller mit Hilfe der RFA analysierten Gesteins- und Mineralproben, sowie deren Verrechnung durch ein Matrixkorrekturprogramm erfolgte am Institut für Angewandte Mineralogie und Geochemie der Technischen Universität München (Garching). In besonderem Maße wertvoll war dabei die tatkräftige und stets freundliche Unterstützung von Herrn R. Beiderbeck.

- Instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse (INAA)

An 45 ausgewählten Gesteinsproben sind mittels INAA die Seltenen Erdelemente: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb und Lu, sowie die Elemente: Sc, Cs, Hf, Ta, Th und U bestimmt worden. Die

Messungen erfolgten am Institut für Radiochemie der Technischen Universität München (Garching). Herrn Dipl.Min. W. Wunsch ist dabei für die weitgehende Übernahme der Probenpräparation und Messung herzlich zu danken.

- Sr - Isotopenanalyse

Für 10 Proben aus einem Kleinbereichsprofil wurden die Sr - Isotopenverhältnisse des Gesamtgesteins ermittelt. Die dafür notwendige chemische Vorbereitung des Probenmaterials erfolgte am Institut für Angewandte Mineralogie und Geochemie der TU München durch Dr. M. Satir. Die Messungen selbst wurden am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München von Dipl.Min. P. Holl durchgeführt.

- Naßchemie

Zur Bestimmung von Fe^{2+} an 40 ausgewählten Gesamtgesteinsproben, sowie allen mit Hilfe der RFA analysierten Biotitpräparaten siehe Anhang C. Die Messungen wurden am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München von Dipl.Chem. T. Dorfner durchgeführt.

3.2. GESAMTGESTEINSUNTERSUCHUNGEN

Intermediäre Magmatite sind im Vorderen Bayerischen Wald weit verbreitet. Ihr mengenmäßiger Anteil an der Gesamtheit der Magmatite beträgt jedoch weniger als 5%.

Die Auswahl des Probengebietes war primär daran orientiert, daß auf den verfügbaren geologischen Karten (1 : 25 000) St. Englmar und Viechtach neben verschiedenen Diorittypen auch gabbroide Gesteine auskartiert sind, so daß sichergestellt war, daß mögliche "basische Endglieder" der magmatischen Gesteinsserien mit in Be-

tracht gezogen werden können.

Während der Geländebearbeitung kristallisierten sich fünf Vorkommen heraus, die eingehender bearbeitet wurden, und auf die im weiteren Verlauf dieser Arbeit auch namentlich Bezug genommen wird:

Es sind dies die Lokalitäten:

- **Boxberg** (Nebengestein: Paragranodiorit)
- **Grünbühel** (Nebengestein: mittelkörniger Granit)
- **Hohe Leiten** (Nebengestein: Perlgneis)
- **Ochsenberg** (Nebengestein: Kristallgranit, Paragranodiorit)
- **Sicklasberg** (Nebengestein: Perlgneis)

Sie sind in Abb. 2 durch Kreise hervorgehoben. Erläuterungen zu diesen und allen anderen beprobten Lokalitäten und den Probenfundpunkten, sowie zu speziellen Vorgehensweisen der Probengewinnung bei Kleinbereichsprofilen sind im Anhang B zusammengestellt.

Ausgehend von geologischen Bearbeitungen (W.D. OTT, 1979) war bekannt:

- Basische Magmatite (Gabbros) sind extrem selten und auf eng begrenzte Vorkommen beschränkt (immer als einzelne Lesesteine kartiert).
- Intermediäre Magmatite (überwiegend Quarz- und Granodiorite) bilden meist herzynisch streichende Körper mit bis zu mehreren 100m Mächtigkeit.

Wegen der Seltenheit, vor allem der basischeren Magmatite, wurde versucht, alle ihre Lokalitäten zu erfassen und sie in

möglichst allen Varietäten zu beproben. Das Auffinden geeigneter Vorkommen sowie die Interpretation des Geländebefundes war jedoch im wesentlichen aus folgenden Gründen relativ schwierig:

- Alle untersuchten Vorkommen sind nur durch lose Blöcke und Lese-
steine aufgeschlossen.
- Vorkommen, die nur aus wenigen oder einem einzigen Block, ohne
Kontakt zum Nebengestein bestehen, sind zum einen schwierig zu
finden und entziehen sich zum anderen jeglicher geologischer
Interpretation.
- Bedingt durch die allgemein starke tektonische Überprägung
magmatischer sowie metamorpher Gesteine im Arbeitsgebiet ist die
der geologischen Karte entnehmbare Abgrenzung von magmatischem
Gestein (z.B. Qz-Diorit) zu metamorphem Gestein (z.B. Paragrano-
diorit) zum Teil nur schwer nachvollziehbar. Die konkrete Ge-
steinsansprache im Gelände führt dann oft zu keinem eindeutigen
Befund.
- Die Verbandsverhältnisse der fast immer nur durch Lesesteine
aufgeschlossenen magmatischen und metamorphen Gesteinsserien
sind durch den Einfluß der Landwirtschaft teilweise noch
zusätzlich verschleiert worden.
- Das Ausmaß der zum Teil tiefgreifenden Verwitterung der Lese-
steine schränkt eine Beprobung zur geochemischen Untersuchung
stark ein.

Dies sind auch im wesentlichen die Gründe dafür, daß sich eine
detaillierte Kartierung der Vorkommen intermediärer und basischer
Magmatite bereits nach den ersten Geländebegehungen als nicht
durchführbar erwies.

Neben basischen und intermediären Magmatiten wurden auch - im
Vergleich zur Gesamtprobenmenge untergeordnet - die entsprechenden
Nebengesteine dieser Magmatite beprobt. Es handelt sich dabei um
Gneise und granitoide Gesteine. Unter den granitoiden Gesteinen
nehmen die Proben des Ödwieser Granits eine gesonderte Stellung

ein. Das Vorkommen des Ödwieser Granits steht nicht in räumlichem Zusammenhang zu intermediären oder basischen Magmatitvorkommen, und ist damit kein Nebengestein im engeren Sinne. Die 13 Proben dieses Granitkörpers wurden in die Bearbeitung aufgenommen, um aus den Ergebnissen für die intermediären und basischen Magmatite mögliche Rückschlüsse auch auf die Genese des Ödwieser Granits ziehen zu können. Wie in Kapitel 1.2.3.2.1. angesprochen, ergab die Bearbeitung von SCHULZ (1982), daß für die Genese des Ödwieser Granits eine Beteiligung von basischen Magmen zu fordern ist.

3.3. KLEINBEREICHSUNTERSUCHUNGEN

Ein zusätzlicher Zweig der Bearbeitung eröffnete sich durch den Fund von rundlichen, dm-großen, intermediären Magmatitkörpern im Nebengestein (Gneis bzw. granitoides Gestein). Makroskopisch erkennbare Reaktionssäume am Rand dieser Knollen ermunterten zu Kleinbereichsuntersuchungen mit dem Ziel, den Stoffaustausch zwischen intermediärem Magma und Nebengestein zu quantifizieren.

Aus dem Wechselspiel zwischen Beobachtungen im Gelände und geochemischen Untersuchungen ergab sich zunehmend ein Schwergewicht der Bearbeitung in Richtung auf die geochemische Erfassung von Veränderungen im Kleinbereich. Austauschvorgänge am Kontakt zwischen intermediären Magmen und Nebengestein im heutigen Aufschlußniveau lassen zwar nicht uneingeschränkt auf die Bildungsvorgänge größerer intermediärer Magmamassen "in der Tiefe" schließen, können aber wertvolle Hinweise auf mögliche genetische Entwicklungspfade liefern. Während der Bearbeitung dieser Kleinbereichsprofile stand somit die Hoffnung im Vordergrund, zumindest teilweise die Ergebnisse auf die Genese der Magmatitkörper größerer Dimension übertragen zu können, um so für die in Kapitel 2 formulierten Fragestellungen - über die reine Bestandsaufnahme hinaus - Antworten zu erhalten.

Der Vorteil dieser intermediären Magmatitknollen ist, daß sie in ihrer Gesamtheit zugänglich und dadurch nach allen Bedürfnissen studierbar sind. Der einzige wesentliche Unterschied dieser Körper

zu Vorkommen wie Sicklasberg oder Ochsenberg ist dabei ihre wesentlich geringere räumliche Ausdehnung.

Derartige Knollen konnten im Bereich der Vorkommen Boxberg und Sicklasberg gefunden werden. Eingehender untersucht wurden zehn dieser kleinen Magmatitkörper (EB1, EB4, EB5, EB7, EB9, EB10 (Gabbroscholle), EB52 vom Boxberg und ES1, ES2, ES3 vom Sicklasberg), wobei die Bearbeitung des größeren Teils der Proben vornehmlich dem Ziel diente, die Reproduzierbarkeit der beobachteten Phänomene sicherzustellen. Alle Proben wurden in ähnlicher Art und Weise untersucht. Meist wurde eine Säule vom Kern zum Rand aus dem Magmatitkörper gesägt, die dann in Scheiben zerlegt, aufbereitet und analysiert wurde. Das klein- bis feinkörnige Gefüge aller Knollen erlaubte eine sehr kleinräumige Abfolge von Analysen (Abstand z.T. nur 5 mm), insbesondere zum Kontakt hin. Neben den Magmatitknollen wurden noch zwei Profile von je drei Proben aus Kontaktbereichen mit einbezogen. Es sind dies zum einen die Proben VO3, VO4 und VO2, die im Bereich der Lokalität Ochsenberg am Kontakt von dioritischem Gestein zu Kristallgranit beprobt wurden, zum anderen das granitoide Nebengestein (EB6) am Kontakt zu Probe (EB7). Hinzu kommt noch der in zwei Proben aufgeteilte Kontaktbereich eines gangartigen Diorits (EB12) zu dem Granit, der auch den Kontakt zu Probe EB10 bildet. Eine Beschreibung der Vorgehensweise zur Probengewinnung entlang von Kleinbereichsprofilen ist im Anhang B für jede der Proben dargestellt.

Folgende Gründe führten zur Auswahl der 10 angegebenen Proben:

Die Proben EB1, EB4, EB5, EB7 und EB9 (alle Lok. Boxberg) wurden in einem Bereich von ca. 50m x 50m beprobt. Alle sind in granitoides Gestein eingebettet. Allen ist eine max. 3 cm breite, megaskopisch aufgrund größerer Biotite sichtbare Kontaktzone zum Nebengestein gemeinsam. Probe EB1 repräsentiert einen rel. großen Magmatitkörper (ca. 40 cm Durchmesser), Probe EB4 den kleinsten, der gefunden wurde (ca. 10 cm Durchmesser). Probe EB9 zeigt am Kontakt einen 1-2 cm breiten Bereich, wo bis zu 0.5 cm große Nebengesteinsteile hervortreten - ein Bereich also, wo Anzeichen einer mechanischen Vermengung auftreten. Probe EB5 ist ein Profil im Inneren einer Knolle, wo ein dort eingedrungenes granitisches

Gängchen ähnliche Veränderungen hervorruft, wie sie am Kontakt zum Nebengestein zu beobachten sind. Probe EB7 wurde vor allem durch das angrenzende Nebengestein (EB6) interessant. Zum Kontakt hin zeigte sich im granitoiden Nebengestein (über einen Bereich von ca. 20 cm) eine deutliche Abnahme des Biotits, sowie eine Kornvergrößerung. Dies sind Beobachtungen, wie sie auch auf das Nebengestein der anderen Knollen (der Lok. Boxberg) zutreffen, dort aber weniger deutlich hervortreten und auf einige cm im direkten Kontaktbereich beschränkt sind. So war - aufgrund des größeren Korns des (mittelkörnigen) granitoiden Gesteins - der über 20 cm beobachtbare Kontaktbereich mit seiner makroskopisch sichtbaren Veränderung die einzige Möglichkeit, ein geochemisches Profil durch Diorit (EB7) und Nebengestein (EB6) zu legen.

Probe EB10 repräsentiert eine Reihe von kantigen Gabbroschollen, die in granitisches Gestein eingebettet sind (Lok. Boxberg). Obwohl makroskopisch keine auffallenden Kontakteinwirkungen zu beobachten sind, wurde eine dieser Schollen, in Analogie zu den dioritischen Knollen, entlang eines Profils untersucht. Mit einbezogen wurde auch der angrenzende Granit (EB11), sowie der daran sich anschließende gangartige Diorit (EB12), so daß mögliche Einwirkungen des Granits auf Gabbro und Diorit sichtbar gemacht werden können.

Probe EB52 wurde ca. 1 km südlich der Lok. Boxberg genommen. Im weiteren Umkreis (mehrere 100 m) konnte nur ein weiterer Lesestein dioritischen Materials gefunden werden. Über die geologische Situation läßt sich somit nichts aussagen. Form und Erscheinungsbild der Probe EB52 zeigt aber weitgehende Übereinstimmung mit den Knollen EB1 bis EB9. Sie wurde aus diesem Grund analog bearbeitet.

Die Proben ES1, ES2 und ES3 (Lok. Sicklasberg) wurden in einem Bereich von ca. 20m x 20m beprobt. Sie unterscheiden sich weder in Größe (ca. 20 cm Durchmesser), noch in makroskopischer Erscheinungsform wesentlich. Alle drei Proben sind in Perlgneis eingebettet. Sie ergänzen sich gegenseitig und sollen die Reproduzierbarkeit der beobachtbaren Phänomene sichern.

Probennummer	Gesteinstyp*	Teilproben entlang des Profils	Art des Vorkommens im Gelände	Nebengestein am betrachteten Kontakt	analyt. Methode		Bemerkungen
					RFA	INAA	
EB1	bas. Diorit	14	Knolle in Lesestein	granitoides Gest.	1-14	7,8,10,13	rel. große Knolle $\varnothing$ 40 cm
EB4	bas. Diorit	4	Knolle in Lesestein	granitoides Gest.	1-4	1,4	rel. kleine Knolle $\varnothing$ 10 cm
EB5/L*	bas. Diorit	6	Knolle in Lesestein	granit. Gängen	1-6	3,6	Profil in der Knolle
EB5/R*	bas. Diorit	5	Knolle in Lesestein	granit. Gängen	8-12		Profil in der Knolle
EB7	bas. Diorit	15	Knolle in Lesestein	granitoides Gest.	1-15	1,3,5,7,15	steht in Kontakt zu EB6
EB9	bas. Diorit	14	Knolle in Lesestein	granitoides Gest.	1-14		im Kontaktbereich Durchmischung mit Nebengest. isoliertes Vorkommen
EB52	den bas. Dioriten zugeord.	10	Knolle in Lesestein	granitoides Gest.	1-10		
EB10	K ₂ O-reicher Gabbro	3	kantige Scholle in Lesestein	granitoides Gest.	1-3	1,3	makrosk. keine Kontaktzone sichtbar
ES1	Tonalit	9	Knolle in Lesestein	Perlgneis	1-9		
ES2	Tonalit	3	Knolle in Lesestein	Perlgneis	1-3	1,3	
ES3	Tonalit	7	Knolle in Lesestein	Perlgneis	1-7		
EB12	Ganggranodiorit	2	Teil eines Lesesteins	granitoides Gest.	1,2		gleicher Lesestein wie EB10
VO2,3,4	Granodiorit	3	anstehend	Kristallgranit	VO2,3,4		
EB6	granitoides Gest.	3	Teil eines Lesesteins	bas. Diorit	1-3	1,2,3	steht in Kontakt zu EB7

*) nach den Ergebnissen von Kapitel 6

+) EB5/L und EB5/R steht für linken und rechten Kontaktbereich zum Granitgängen

Tabelle 3: Zusammenfassende Darstellung der wesentlichen Informationen zu den bearbeiteten Kleinbereichsprofilen.

Die Proben VO3, VO4 und VO2 (Lok. Ochsenberg) repräsentieren feinkörniges, granodioritisches Gestein. Einige Profile mehr für diese saurere Gesteinsgruppe wären wünschenswert gewesen, konnten aber, vornehmlich aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse, nicht gefunden werden.

In Tabelle 3 sind die wesentlichen Informationen zu den Kleinbereichsprofilen nochmal im Überblick zusammengestellt.

3.4. BIOTITUNTERSUCHUNGEN

Die analysierten Biotite zerfallen - nach der Intention ihrer Bearbeitung - in zwei Gruppen.

Zum einen wurden (von Dr. M. Schulz hergestellte) Biotitpräparate von Proben des Ödwieser Granits, des Perlgneises und des grobkörnigen Cordierit-Sillimanit-Gneises analysiert. Diese Untersuchungen sollten vor allem zusätzliche Argumente für die Frage nach der Genese des Ödwieser Granits liefern (siehe Ende Kap. 3.2.).

Zum anderen wurden Biotitpräparate von basischen und intermediären Magmatiten sowie vom granitoiden Nebengestein der Lokalität Boxberg hergestellt und analysiert. Diese Untersuchungen sollten vornehmlich zusätzliche Informationen über das chemische Verhalten des Biotits in den Kleinbereichsprofilen liefern.

Die 38 Biotitanalysen teilen sich wie folgt auf:

12 Proben Ödwieser Granit, 8 Proben Perlgneis, 4 Proben grobkörniger Cordierit-Sillimanit-Gneis.

2 Proben Gabbro (Lok. Boxberg), 2 Proben Diorit (Lok. Sicklasberg), je eine Kern- und Kontaktprobe einer Dioritknolle der Lok. Boxberg und der Lok. Sicklasberg, 6 Proben des granitoiden Nebengesteins der Lok. Boxberg.

4. MAGNETIK

Vor allem aufgrund der - in Kapitel 1.2.3.2.2. beschriebenen - komplexen geologischen Situation im Bereich der Lokalität Boxberg wurde versucht, mit Hilfe des Protonenmagnetometers kleinräumig (2 m - Raster) Anomalien der Totalintensität des Erdmagnetfeldes zu messen. Das Ergebnis für die Lokalität Boxberg ist - in guter Übereinstimmung mit dem Bereich wo Blockreihen mit gabbroidem Material auftreten - eine herzynisch ausgerichtete Anomalie von ca. 200m x 100m (siehe Abb. 4).

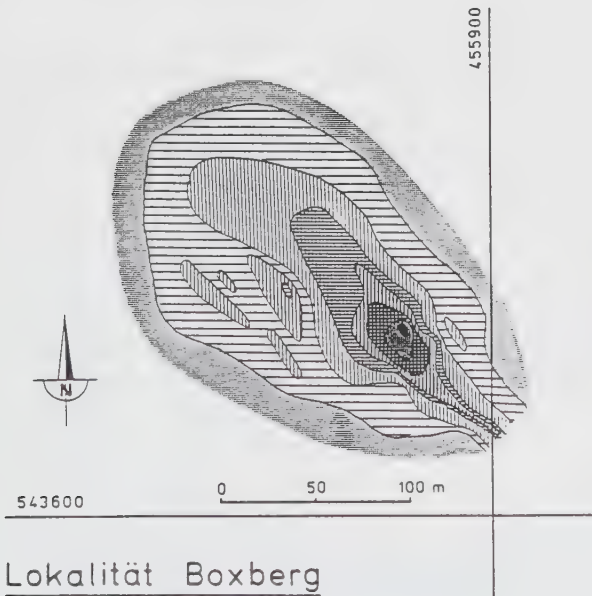


Abb. 4: Isolinienskizze der Anomalien der Totalintensität des Erdmagnetfeldes für die Lokalität Boxberg. Die Linien sind im Abstand von 10 nT aufgetragen. Der randlich angedeutete punktierte Bereich entspricht dem im größeren Umkreis (ca. 200 m) gemessenen Totalintensitäten (ΔT von 0 bis 20 nT). Das Maximum (schwarzer Bereich) erreicht gegenüber dem Randlevel ($\Delta T=0$) einen Wert von 80 nT.

Eine zeitliche Reduktion der Messungen war nicht erforderlich, da wegen der geringen Ausdehnung des Gebietes alle 15 min am Basispunkt gemessen werden konnte.

In Abbildung 5a ist ein Profil über das Maximum der Anomalie senkrecht zur Längserstreckung dargestellt. Abbildung 5b zeigt die Anomalie des in Abbildung 5c dargestellten zweidimensionalen Modellstörkörpers. Das Modell wurde mit einer Magnetisierung von 0.5 A/m, einer Deklination von 0 und einer Inklination von 65 berechnet. Die Annäherung der Modellkurve an die gemessene ergab einen nahezu anstehenden Störkörper, der nach beiden Seiten hin flach einfällt und eine Tiefenerstreckung von ca. 30m erreicht.

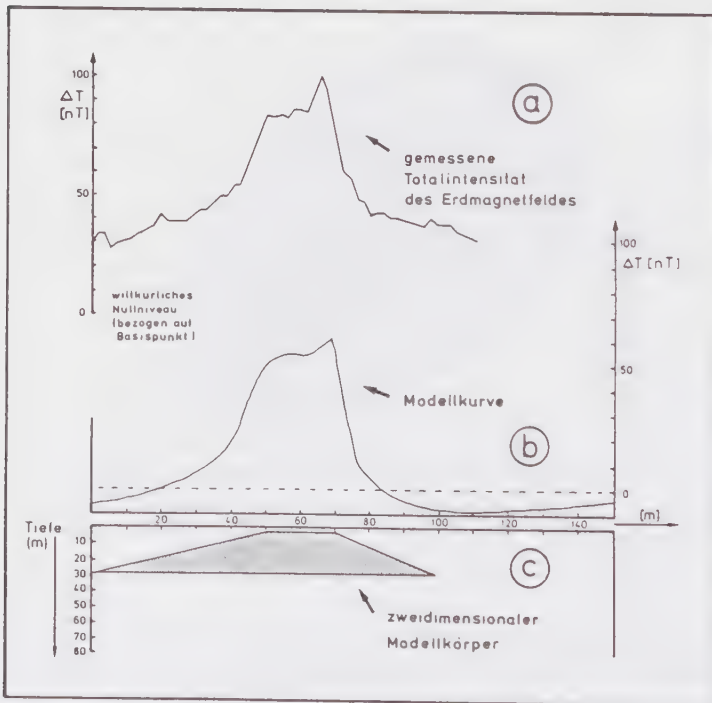


Abb. 5: 5a: Gemessenes Profil über das Maximum der Anomalie senkrecht zum Streichen - 5b: Modellkurve zum zweidimensionalen Störkörper in Abb. 5c - 5c: modellierter Störkörper.

An ausgewählten Handstücken gabbroiden Materials wurden am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der LMU Messungen der Suszeptibilität und Remanenz vorgenommen. Im Mittel ergibt sich für die magnetische Suszeptibilität ein Wert von $k = 0.71 \times 10^{-3}$ SI und für die Remanenz $M_r = 174$ mA/m. Beide Meßwerte sind starken Schwankungen unterworfen, wenn größere Erzbatzen ungleichmäßig im Gestein verteilt sind. Insofern ist es auch gerechtfertigt, den vom gemessenen Mittel abweichenden, aber zur Modellierung notwendigen Wert von 500 mA/m für die Magnetisierung anzunehmen.

Thermomagnetische Messungen zeigten, daß Magnetkies als nahezu ausschließlicher Träger der Magnetisierung angenommen werden muß.

Zusammenfassend läßt sich zur Magnetik sagen, daß Form und Intensität der Anomalie auf einen nahe der Erdoberfläche liegenden, pfahlparallelen Gabbrokörper schließen lassen. Die herzynische Ausrichtung des Gesteinskörpers ist als wichtiges Indiz dafür zu werten, daß der Gabbro vom Boxberg zu den varistischen Intrusiva zu zählen ist.

Mit dieser Methode wurden auch Lokalitäten intermediärer Magmatite untersucht (Quarz-Glimmerdioritgänge, mafitreiche Diorite der Lokalität Grünbüchel). Die Meßdaten erreichten aber im Bereich der Dioritvorkommen kaum signifikant höhere Werte als im meist granitoiden Nebengestein.

5. PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG

5.1. INTERMEDIÄRE UND BASISCHE MAGMATITE

Die petrographische Beschreibung dieser Gesteine beschränkt sich auf die in Kapitel 3.2. angesprochenen fünf Lokalitäten Boxberg, Grünbühel, Hohe Leiten, Ochsenberg und Sicklasberg. Dadurch sind alle beprobten Varietäten intermediärer und basischer Magmatite im wesentlichen soweit erfasst, wie es auf Grund der großen Mannigfaltigkeit dieser Gesteine hinsichtlich ihres Mineralbestandes und ihrer Erscheinungsform sinnvoll erscheint. Da der Schwerpunkt dieser Arbeit auf den mit Hilfe geochemischer Untersuchungen zu treffenden, genetischen Aussagen liegt, soll die Beschreibung mikroskopischer Beobachtungen auf das, für das Verständnis der petrographischen Gesteinscharakteristika, Notwendige beschränkt bleiben. Als Orientierungshilfe für den Vergleich zwischen mikroskopischer Beschreibung und Chemismus sind am Ende des Kapitels 5.1. - noch vor den geochemischen Betrachtungen - die gemittelten Elementgehalte der beschriebenen Gesteinsgruppen aufgelistet (siehe Kap. 5.1.6.).

5.1.1. LOKALITÄT BOXBERG

An magmatischen Gesteinstypen treten auf: Gabbro, fein- bis mittelkörniger Diorit (z.T. in Form von Knollen) und feinkörniger Diorit (gangartig, entspricht Quarz-Glimmerdiorit der geologischen Karten). Diese Unterteilung läßt drei Proben der Lokalität Boxberg unberücksichtigt (EB 35, 36, 51), wobei jede für sich einen eigenen Typ darstellt, der sich nicht in die obige Unterteilung einfügen läßt. In Kapitel 7 können diese Proben aufgrund ihrer geochemischen Eigenschaften den Diorittypen anderer Lokalitäten zugeordnet werden.

5.1.1.1. FEINKÖRNIGER DIORIT (GANGARTIG)

Probennummern: EB37, 38, 39, 40, 42, 43, 44, 45, 46, 12M

Die im Handstück dunkelgrauen bis schwärzlich gefärbten, überwiegend feinkörnigen Gangdiorite zeigen eine meist deutlich ausgeprägte Paralleltextur. Charakteristisch ist - in wechselnden Anteilen - das Auftreten von mm-großen, kurzleistenförmigen Plagioklasen, die dem Gestein ein quasi gesprenkeltes Aussehen verleihen, sowie von eingeregelter, schmalen und ausgedünnten Biotitschmitzen, die die Größenordnung von einem cm erreichen, und gröberkörnig als die Grundmasse werden. Mit zu den Gangdioriten gehören nach ihren Merkmalen auch die an anderen Lokalitäten (u.a. vier Proben von Blatt Lalling) beprobten und nach den geologischen Karten als Titanitfleckendiorit bezeichneten Gesteine, die sich vom Gangdiorit durch weißliche, oft gelängte Flecken unterscheiden (Größenordnung im Querschnitt 1 mm bis 1 cm), die aus Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Titanit gebildet werden.

Der magmatisch gebildete Mineralbestand setzt sich aus Biotit, Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz, sowie den Akzessorien Titanit, Apatit, Orthit, Zirkon und Erz zusammen. Eine Variante, die mengenmäßig untergeordnet ist, zeigt in Form von wenigen, meist gelängten Aggregaten xenomorphe, zerlappte, grüne Hornblende. In einem Fall konnten die Hornblendeaggregate in Form von Pseudomorphosen nach Orthopyroxen - der z.T. noch reliktsch erhalten ist - beobachtet werden. Dies ist ein wertvoller Hinweis darauf, daß Orthopyroxen als Vorläufermineral für Hornblende (und u.U. auch für den z.T. daraus abzuleitenden Biotit) angenommen werden kann. In der Mehrzahl der Proben konnte Amphibol (grüne Hornblende) nur vereinzelt als Einschluß in Plagioklaseinsprenglingen beobachtet werden.

Unter dem Mikroskop weist der Gangdiorit meist ein sehr feinkörniges Grundgewebe auf, das von straff parallel gerichteten Biotiten beherrscht wird. Darin eingelagert sind idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklaseinsprenglinge (bis 5 mm). Typisch für diese ist ein meist unregelmäßig, aber scharf begrenzter Kernbereich (An ca. 40-55%; bestimmt nach der Zonenmethode, wie auch alle folgenden

Angaben des Anorthitgehaltes) umgeben von einem z.T. nur schmalen äußeren Saum (An ca. 30%). Häufig sind unregelmäßig in den Kern vordringende Bereiche (manchmal auch netzartig regelmäßig) in denen Teile des Kerns (Plagioklas mit An 40-55% und orientiert eingelagerte Biotitschüppchen) ersetzt werden durch Plagioklas (An 30) ohne orientierte Biotite, mit größerem, nicht orientierten Biotit (Amphibol, Orthopyroxen (?)), Ilmenit, Apatit und Quarz. Biotit, Quarz und Alkalifeldspat sind überwiegend xenomorph mit buchtigen Formen; Alkalifeldspat zwickelfüllend. Die Biotitschmitzen sind unscharf begrenzte Bereiche aus Biotit (ca. 5-fache Korngröße gegenüber der Grundmasse, geregelt), Quarz und Erz.

Bei den Akzessorien auffallend ist der oft hohe Anteil Titanit (immer xenomorph, häufig Erzkörner ummantelnd), die Größe der meist zonar gebauten Orthitkristalle (Einsprenglinge (?)), die oft deutlich größer als die Grundmasseminerale sind, sowie das relativ variable Auftreten des Apatits, von kleinsten, fein verteilten Nadeln bis zu dicken Säulen. Der meist sehr reichliche Zirkon zeigt xenomorphe, bruchstückartige Formen. Erz ist in Form von kleinen Flittern oft an Biotit gebunden.

Das Gefüge dieser Gangdiorite kann nicht mehr als Erstarrungsgefüge, im Sinne von primär-magmatisch gebildet, bezeichnet werden. Vor allem die Biotite belegen die tektonische Beanspruchung durch Einregelung, mechanische Deformation, Zerreiben und randlich angewachsene, kleine rekristallisierte Tafeln. Zuweilen treten auch größere Biotite im Deformationsschatten von Plagioklaseinsprenglingen auf. Für Quarz gelten ähnliche Beobachtungen.

5.1.1.2. FEIN- BIS MITTELKÖRNIGER DIORIT

Probennummern: EB1M, 4-1, 7M, 9M, 18, 19, 41

An vier dieser Proben wurden Kleinbereichsuntersuchungen durchgeführt. Die mikroskopischen Erläuterungen speziell dazu sind in Kapitel 5.3. zusammengefasst.

Das wesentliche Kennzeichen der fein- bis mittelkörnigen Diorite der Lokalität Boxberg ist das - z.T. gegenüber Biotit überwiegende - Auftreten der farblosen mafischen Komponenten Amphibol und Orthopyroxen.

Im Handstück ist das Material ungemein zäh und nur schwer mit dem Hammer zu zerschlagen. Bei den gröberen Typen (EB19, 41) treten tafelige Biotite deutlich hervor und geben dem dunkelgrauen bis graugrünen Gestein einen fein gesprenkelten Charakter.

Unter dem Mikroskop zeigen alle Varianten ein klar ausgeprägtes, richtungsloses Erstarrungsgefüge. Leicht porphyrischen Charakter zeigen die Proben EB4-1 und EB9M durch vereinzelt größere Plagioklase.

Als Mineralbestand ergibt sich: Plagioklas, Biotit, Amphibol (meist farblos, z.T. mit schwach grünlichem Pleochroismus), Orthopyroxen, Quarz, Apatit, Zirkon und Erz. Es gilt festzuhalten, daß in dieser Gesteinsgruppe, im Gegensatz zu den Gangdioriten, weder Orthit noch Titanit beobachtet werden konnte.

Die idio- bis hypidiomorphen, sich gegenseitig bedrängenden Plagioklasleisten bilden in allen Proben ein Intersertalgefüge aus. Häufig ist fleckiges Auslöschen zu beobachten. Das wesentliche Kriterium, das diesen Gesteinstyp untergliedert, liefert der Plagioklas:

Variation 1: Auffallend unregelmäßig begrenzte Kernzonen, kaum Zonarbau, keine orientiert eingelagerten Biotitschüppchen, einschlußarm (An-Gehalt Kern : Rand ca. 65% : 45%).

Variation 2: Wenige Individuen unter den Plagioklasen ragen deutlich in ihrer Größe über die übrigen Minerale hinaus. Sie gewinnen teilweise Einsprenglingscharakter. Wechselnde An- Gehalte in einem Korn ergeben ein z.T. fleckiges, z.T. in Kern- und Randbereich aufteilendes Erscheinungsbild. Zudem heben sich häufig gesonderte Bereiche heraus, die entweder durch orientierte Biotitschüppchen, oder durch viele - auch relativ große - Einschlüsse (alle am Gesteinsaufbau beteiligten Minerale können auftreten) hervortre-

ten. Sie erinnern in dieser Erscheinungsform an die Plagioklaseinsprenglinge der Gangdiorite (siehe Kap. 5.1.1.1.). In Bildtafel I ist in Bild B ein typischer Vertreter dieses Plagioklastyps abgebildet.

Der oft säulige, aber auch in kleinen, rundlichen Körnern auftretende Orthopyroxen entspricht (nach dem maximalen IF) in etwa einem Ferrohypersthen bis Eulit. Zum Teil ist der Orthopyroxen mit Amphibol verwachsen, z.T. randlich in feinfasrigen Amphibol umgewandelt, bzw. völlig von Amphibol verdrängt. Biotit tritt in Form von buchtigen, hypidiomorphen Tafeln, meist untergeordnet, hinzu.

Auffallend sind die Akzessorien Apatit und Zirkon. Apatit in Form von kurzen und langen Nadeln und Säulen, z.T. sehr lang und mehrere Minerale durchsetzend. Zirkon bildet häufig relativ große, kantengerundete Körner, oder in Form von kleinen Gruppen, nadelige und nierige Formen. Zirkon ist meist nicht an Biotit gebunden.

5.1.1.3. GABBRO

Probennummern: EB10-M, 15, 16, 17, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34-1, 34-2

Die eiförmig abgeplatteten Gabbroblöcke bestehen aus einem äußerst harten, widerstandsfähigen Material, dem nur mit großer Mühe Proben zu entnehmen sind. Die Blöcke sind durch die in Folge selektiver Verwitterung rauhe Oberfläche leicht zu erkennen.

Im Handstück läßt sich das Gestein als körnig, regellos und dunkelgraugrün beschreiben. Hellere Stellen werden durch bläulichgrauen, speckig glänzenden Feldspat hervorgerufen. Einige Proben zeichnen sich durch im dm-Bereich vermengte Partien unterschiedlicher Korngröße aus (mittel- bis grobkörnig). Andere führen auffallend große, blaßgoldene glänzende Erzbatten (Pyrit, Magnetkies).

Im Dünnschliff zeigt sich ein für gabbroide Gesteine typisches

Intersertalgefüge. Hypidiomorphe Plagioklase prägen eine dichte, sperrige Grundstruktur. Kennzeichnend für alle beprobten Gabbros ist neben den Spuren deutlicher mechanischer Beanspruchung (gebo-gene Biotittafeln, gebrochene Plagioklase) vor allem die durch Umwandlungs- und Reaktionsvorgänge geprägte mafische Komponente (siehe dazu auch Bild A in Bildtafel I):

- Klinopyroxen ist, zumindest randlich, in Hornblende, meist aber, bis auf reliktsche Kerne, völlig in verfilzte, feinschuppige Amphibol-Biotitaggregate umgewandelt. Bei einer Probe konnte Orthopyroxen als Kern einiger feinschuppiger Aggregate identifiziert werden.
- Diese Amphibol-Biotitaggregate sind bei einigen Proben bereichs-weise oder vollständig in radialstrahligen Chlorit umgewandelt.
- An Korngrenzen dieser verfilzten Mafite zu Plagioklas lassen sich häufig Symplektitbildungen beobachten. Es handelt sich dabei um stengeligen, blaßgrünen Amphibol in An-reichem Plagioklas (bis An₈₀ (?)).
- Entmischung von Ilmenit aus Pyroxen und (primärem) Biotit.

Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus:

Magmatisch gebildeter Anteil: Plagioklas, Klino-/Orthopyroxen, Biotit, Quarz, Apatit, Zirkon und Erz

Postmagmatisch gebildeter Anteil: Amphibol, Biotit, Chlorit, Calcit, Titanit (nur in einer Probe) und Ilmenit

Plagioklas zeigt häufig unregelmäßig begrenzte Kernzonen und untergeordnet Zonarbau. Als Einschluß können Klinopyroxen (zum Teil in Hornblende umgewandelt), Biotit und Erz auftreten. Primärer Biotit tritt in Form großer, buchtig begrenzter Tafeln auf und ist meist von feinen Erzflittern entlang der Spaltbarkeit durchsetzt. Klinopyroxen ist nur noch in den Kernzonen der Mafit-bereiche erhalten und hat regelmäßig Ilmenittäfelchen entmischt.

Neben säuligem Apatit und vereinzelt Zirkonen ist noch bemerkenswert, daß sich bei einer Probe um die Erzkörner ein Saum

B I L D T A F E L I



Bild A: Dünnschlifffoto eines Gabbro (Lok. Boxberg), Probe Nr. EB30. Aufnahme bei gekreuzten Nicols. Bildbreite 5 mm. Erläuterungen siehe Kap. 5.1.1.3. .

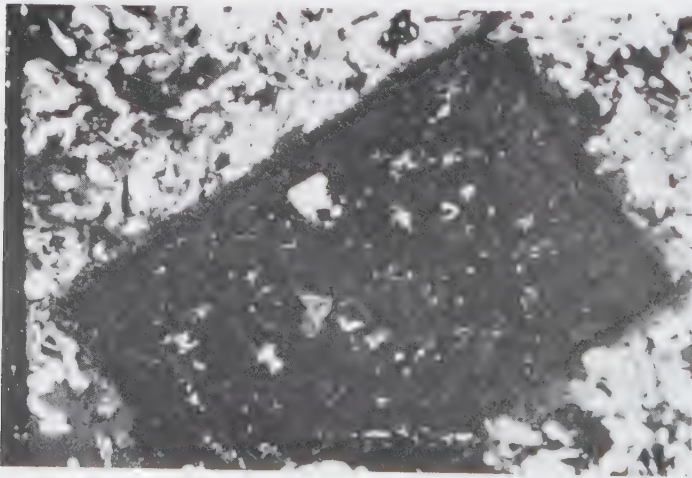


Bild B: Plagioklaseinsprengling in feinkörniger Grundmasse. Probe Nr. EB18 (Diorit, Lok. Boxberg). Aufnahme bei gekreuzten Nicols. Bildbreite 5 mm. Erläuterungen siehe Kap. 5.1.1.2. .

aus Titanit legt und in einer anderen Probe stark zonar gebauter, relativ großer Orthit auftritt. Quarz ist, wenn überhaupt, dann nur akzessorisch vorhanden.

Die Magmatitnatur dieser als Gabbro bezeichneten Gesteine steht somit aufgrund der Dünnschliffbeobachtungen außer Zweifel. Olivine, oder sicher als Folgeprodukt interpretierbare Phasen konnten nicht beobachtet werden. Der weit überwiegende Teil der dunklen Gemengteile ist postmagmatisch gebildet (Amphibol, Biotit, Chlorit).

5.1.2. LOKALITÄT GRÜNBÜHEL

Die Variation der dioritischen Gesteine dieser Lokalität läßt sich in zwei verschiedenen Typen zusammenfassen.

5.1.2.1. DIORIT TYP I

Probennummern: EM1M, EM4, EM5

Diese Proben entsprechen in vielen petrographischen Merkmalen dem fein- bis mittelkörnigen Diorit der Lokalität Boxberg. Neben Orthopyroxen tritt hier auch vereinzelt Klinopyroxen auf. Die Plagioklase und z.T. auch die Orthopyroxene dieses feinkörnigen, Amphibol-führenden Diorits erreichen Einsprenglingscharakter, so daß auch dieser Diorittyp als porphyrisch anzusprechen ist. Bild B in Bildtafel II zeigt einen Orthopyroxeneinsprengling, der randlich in Amphibol umgewandelt ist. Diese Umwandlung ist charakteristisch für diesen Gesteinstyp.

5.1.2.2. DIORIT TYP II

Probennummern: EM2, EM3

Für Typ II gibt es keine Parallele zur Lokalität Boxberg. Es

ist ein einheitlich dunkelgrau erscheinendes feinkörniges Gestein mit richtungslosem Gefüge, wobei in wechselnden Anteilen größere Biotite, Hornblendeflecken und vereinzelt idiomorphe Feldspäte hervortreten können, was dem Gestein einen leicht gesprenkelten Charakter verleiht. Dieser Typ läßt sich vom Typ "Gangdiorit" (vgl. Kap. 5.1.1.1.) makroskopisch klar durch sein gröberes, richtungsloses Gefüge abgrenzen.

Als magmatisch gebildeter Mineralbestand ergibt sich: Plagioklas, Biotit, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Alkalifeldspat, Quarz, Orthit, Apatit, Zirkon und Erz. Der überwiegende Pyroxenanteil wurde postmagmatisch in Amphibol umgewandelt. Im Vergleich zum Diorit Typ I ist auch hier (in Form reliktscher Kerne) Orthopyroxen weitaus häufiger als Klinopyroxen anzutreffen.

Das wesentliche, das die Diorite dieser Lokalität in den Vordergrund stellt, ist folgender mikroskopische Befund:

- Beide Typen zeigen ein regelloses Erstarrungsgefüge.
- Beide Typen zeigen (in unterschiedlicher Gewichtung) die gleichen mafischen Komponenten. Im Diorit Typ I sind Orthopyroxen, Amphibol und Biotit mengenmäßig gleichwertige mafische Bestandteile, während im Diorit Typ II Biotit weitaus gegenüber Amphibol überwiegt und Orthopyroxen nur noch vereinzelt als Einschlus in Plagioklaseinsprenglingen, oder als reliktscher Kern von Hornblendekristallen auftritt.
- Bei beiden Typen zeigen diejenigen Plagioklase, die von ihrer relativen GröÙe her wie Einsprenglinge erscheinen (und nur diese), buchtig begrenzte Kernzonen (An-reich) und nur dort eingelagert, orientierte, feinste Biotitschüppchen.

Es ergeben sich somit Hinweise, daÙ beide Diorittypen in direkter genetischer Beziehung stehen.

Es sei daran erinnert, daÙ dieses Erscheinungsbild der Plagioklaseinsprenglinge auch für die Gangdiorite typisch ist.

Bezüglich der Akzessorien ist herauszustellen, daÙ der Diorit Typ II relativ viel zonar gebauten Orthit (Typ I kein Orthit) und,

B I L D T A F E L I I

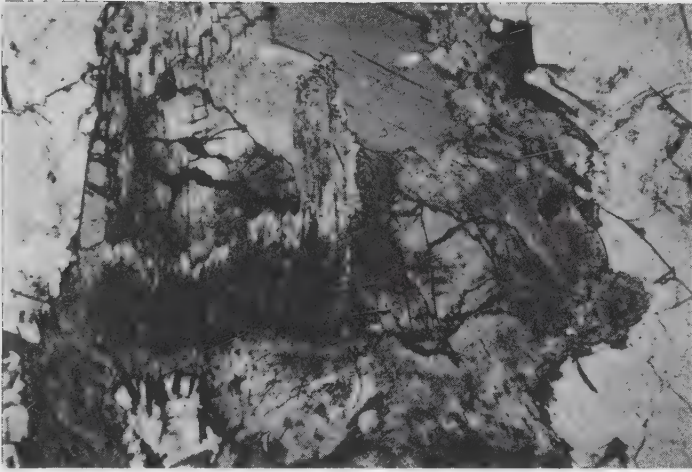


Bild A: Orthopyroxenenkerne in Amphibolkristall; Amphibol wird randlich in Biotit umgewandelt. Probe Nr. VO14 (Diorit, Lok. Ochsenberg). Bildbreite 5 mm. Erläuterungen siehe Kap. 5.1.5. .

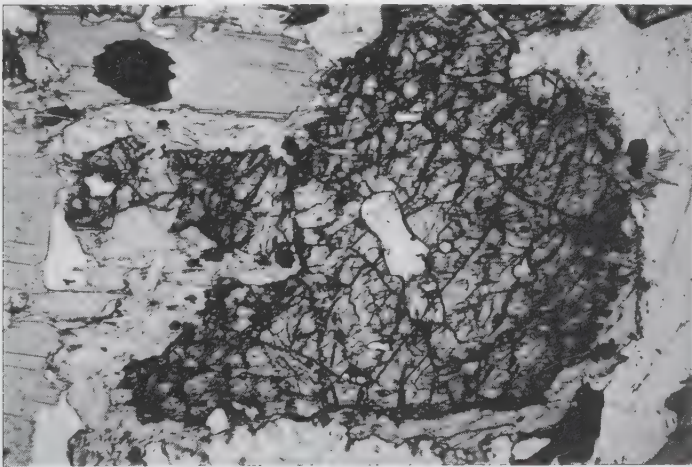


Bild B: Orthopyroxenkristall, randlich in Amphibol umgewandelt. Probe Nr. EM4 (Diorit Typ I, Lok. Grünbühel). Bildbreite 5 mm. Erläuterungen siehe Kap. 5.1.2.1. .

neben den "normalen" Zirkonen, auch frisch erscheinende, nierenförmige und stäbchenartige Zirkone zeigt. Letztere treten in Form von Haufen oder rosettenartigen Gebilden auf. Obwohl ein bevorzugtes Wirtsmineral nicht zu erkennen ist, beschränken sich derartige Zirkone doch auf Quarz, Alkalifeldspat und biotitfreien Plagioklas.

5.1.3. LOKALITÄT SICKLASBERG

Für diese Lokalität ergab sich ein im Gelände gut lokalisierbares Nebeneinander von fein- und mittelkörnigen Dioriten (vgl. Kap.1.2.3.2.2.). Es lassen sich auch kleinkörnige Übergangstypen finden, die sich aber nicht als kartierbarer Bereich im Gelände herausheben und hier den beiden Diorittypen, entsprechend deren Charakteristika, wahlweise zugeordnet werden. Die Proben ES1, 2 und 3 werden als Kleinbereichsprofile in Kap.4.3. nochmal aufgegriffen.

5.1.3.1. FEIN- BIS KLEINKÖRNIGER DIORITTYP

Probennummern: ES1M, 2-3, 3M, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 19, 22

Dieser im Handstück dunkelgraue bis schwärzliche Diorit zeigt stets ein regelloses Gefüge. Z.T. sind Feldspateinsprenglinge makroskopisch sichtbar und können, für einige Proben, bis zu einem gesprenkelten Aussehen führen. Bei den Proben, die nahe am Kontakt zum Nebengestein genommen wurden, fallen bis zu cm- große, teilverdaute Perlgneiseinschlüsse auf.

Als magmatisch gebildeter Mineralbestand ergibt sich: Plagioklas, Biotit, Quarz, Orthit, Apatit, Titanit, Zirkon, Erz.

Unter dem Mikroskop zeigt sich bei den meisten Proben ein richtungsloses Gefüge aus Plagioklas, Biotit und Quarz. Überwiegend ist das Gefüge durch sperrig angeordnete Plagioklasleisten (um 1 - 2 mm) geprägt, deren An-Gehalt maximal ca. 55% erreicht. Plagio-

klas tritt nicht immer in Form von Einsprenglingen hervor, zeigt aber auch in der "Grundmasse" häufig eine Kern-Rand-Zonierung mit den bereits bei anderen Lokalitäten beschriebenen Biotitschüppchen. Amphibol konnte in keiner Probe beobachtet werden. Quarz tritt z.T. in pflasterförmig angeordneten Aggregaten auf. Für fast alle Proben ist ein deutlicher Anteil Sekundärminerale typisch. So kommen Calzit, Sericit, aber auch größere Hellglimmer in teilzersetzten Plagioklasen vor. Häufig wurde Biotit in beträchtlichem Umfang chloritisiert. Eine mechanische Beanspruchung wird durch vielfach zerbrochene Kristalle (bevorzugt Plagioklas und Apatit) deutlich. Während Apatit, wie bei anderen Lokalitäten auch, variabel in Habitus und Größe in allen Proben auftritt (Zirkon kommt ebenfalls in allen Proben vor), treten Orthit und Titanit nur in einem Teil der Proben auf.

5.1.3.2. KLEIN- BIS MITTELKÖRNIGER DIORIT TYP

Probennummern: ES12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 20, 21

Typisch für diesen Diorit ist eine hellgraue, klein- bis mittelkörnige Matrix, in der bis zu 3mm große nestartige Biotitansammlungen sitzen, so daß das Gestein, meist in sehr regelmäßiger Art, dunkel gesprenkelt erscheint (siehe dazu Bild A in Bildtafel III). Zum Teil verzerrt eine schwache Regelung diese Nester zu linsenartigen Formen. Vereinzelt lassen sich auch dunkelgrüne Hornblendeflecken erkennen (siehe dazu Bild B in Bildtafel III).

Magmatisch gebildeter Mineralbestand: Plagioklas, Biotit, Quarz, Alkalifeldspat, Hornblende, Apatit, Titanit, Zirkon, Orthit, Erz.

Unter dem Mikroskop zeichnen die in Gruppen bzw. Haufen richtungslos angeordneten Biotite, sowie die sperrig-richtungslosen Plagioklase (An bis ca. 55%) ein eher gleichkörniges Gefüge ab. Der bei den bisher beschriebenen Dioriten für viele Proben durch Plagioklaseinsprenglinge bedingte porphyrische Charakter, tritt hier nicht in den Vordergrund. Die Plagioklase lassen sich als einschlußarme (z.T. aber feine, orientierte Biotitschüppchen in Kernbereichen enthaltende), häufig in Kern-Rand-Bereiche unter-

B I L D T A F E L I I I

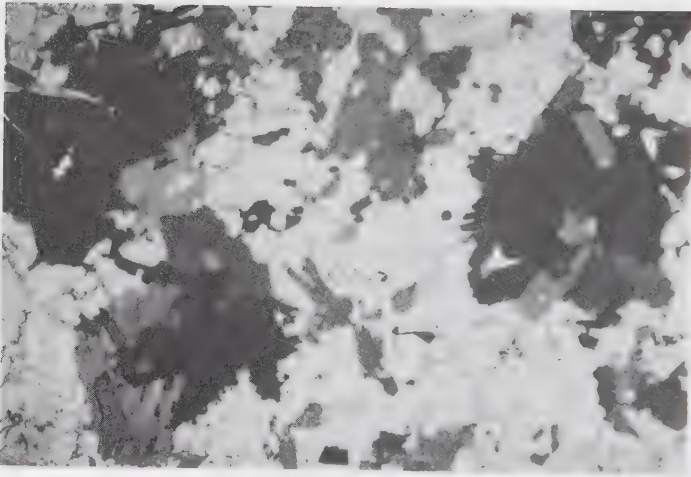


Bild A: Nestartige Biotitanhäufungen mit Erzkorn im Zentrum. Probe Nr. ES21 (Diorit, Lok. Sicklasberg). Bildbreite 5 mm. Erläuterungen siehe Kap. 5.1.3.2. .

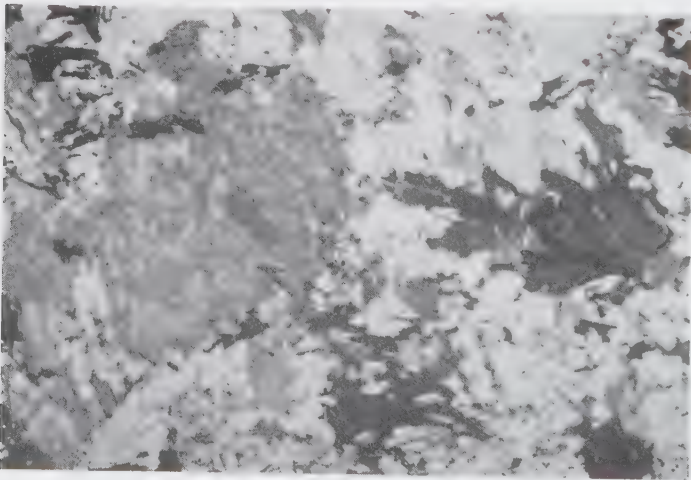


Bild B: Amphibolaggregat (links) neben Biotitnest (rechts). Probe Nr. ES15 (Diorit, Lok. Sicklasberg). Bildbreite 5 mm . Erläuterungen siehe Kap. 5.1.3.2. .

teilte, bzw. zonar aufgebaute, hypidio- bis xenomorphe Kristalle beschreiben. Biotit konzentriert sich, weit überwiegend in der bereits beschriebenen Form, als gruppenartig ineinander verkeilte Scheiter (siehe Bild A in Bildtafel III). Hornblende konnte in allen Proben beobachtet werden, wobei einzelne, buchtig begrenzte, xenomorphe Körner, die relativ gleichmäßig im Schliff verteilt sind, gleichberechtigt neben aggregatartigen Anhäufungen vorkommen (eine derartige Anhäufung ist in Bild B der Bildtafel III dargestellt). Vielfach aber ist die Hornblende stark korrodiert und bereichsweise biotitisiert. Alkalifeldspat konnte nur in einigen Proben, mit xenomorphen Formen und schlecht ausgebildeter Mikroklingitterung, beobachtet werden. Er ist mengenmäßig deutlich untergeordnet. Für die Erzphase (fast ausschließlich Ilmenit) gilt, daß alle größeren Körner nur in den Biotitnestern, und zwar meist in deren Zentrum, vorkommen (siehe Bild A in Bildtafel III). Dort zeigen sie z.T. einen schmalen, leukoxenartigen Saum aus Titanit, der in gleicher Ausbildung auch oft die Spaltbarkeit der Biotite nachzeichnet. Daneben tritt Titanit in einigen Proben auch in Form größerer, xenomorpher Körner auf. Als weitere Akzessorien sind in allen Proben Orthit, Zirkon und Apatit zu finden.

5.1.4. LOKALITÄT HOHE LEITEN

Probennummern: EH1, EH2, EH3, EH4

Diese Lokalität ist durch einen, in seinen petrographischen Merkmalen, weitgehend einheitlichen Diorittypus charakterisiert. Es ist ein klein- bis feinkörniges, dichtes und dunkles Gestein. Vor allem die etwas größeren Varianten zeigen im Handstück ein homogenes, sperriges Gefüge.

Unter dem Mikroskop bestätigt sich die schon im Handstück sichtbare, z.T. sehr gute Übereinstimmung dieser Proben mit Dioriten der Lokalität Sicklasberg, so daß hier für die eingehendere Beschreibung auf den fein- bis feinkörnigen Typ der Lokalität Sicklasberg verwiesen werden kann (Kap. 5.1.3.1.). Bemerkenswert ist, daß die ansonsten untereinander sehr ähnlichen Dioritproben dieser Lokalität speziell für die Hornblendeführung deutliche Unterschiede aufweisen: Die Variation reicht von horn-

blendefrei bis zu Biotit : Hornblende = 2 : 1. Daraus läßt sich ableiten - und dies trifft auch für Diorite anderer Lokalitäten zu (vgl. feinkörniger Diorit, Kap. 5.1.1.1.) - daß Hornblendeführung kein geeignetes und somit vermutlich auch nicht bedeutungsvolles Kriterium zur Abgrenzung von dioritischen Gesteinstypen im Arbeitsgebiet darstellt.

5.1.5. LOKALITÄT OCHSENBERG

Probennummern: VO1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16

Alle Proben dieser Lokalität werden hier gemeinsam beschrieben. Dies ist trotz einer deutlichen Variabilität der beprobten Gesteine gerechtfertigt, da sich keine sinnvollen Untergruppierungen aufgrund der mikroskopischen Bearbeitung finden ließen. Starken Einfluß darauf hat die nahezu alle Proben betreffende, tektonische Beanspruchung, die unter anderem zur Ausbildung parallel gerichteter Gefüge und im Mikroskop sichtbarer (kataklastischer) Quarzfeldspat-Mobilisationsbahnen führte. In diesem Zusammenhang ist zu betonen, daß 8 der 16 Proben von Lesesteinen oder Blöcken abgeschlagen wurden, die einen Kontakt zum granitoiden Nebengestein (Paragranodiorit, Kristallgranit) zeigten. Wenn es sich am Ochsenberg um einen Dioritkörper handelt, so ist dessen Kontaktbereich durch die Probennahme vermutlich überrepräsentiert. Auf die Proben VO2, VO3 und VO4, die entlang eines Profils vom Anstehenden genommen wurden, wird in Kapitel 4.3. nochmal gesondert Bezug genommen.

Im Handstück ist das klein- bis mittelkörnige, meist dunkelgraue Gestein, abgesehen von den Proben VO14 und VO16, durch eine verschieden stark ausgeprägte Einregelung, bevorzugt der Biotite (z.T. in Form ausgelängter Biotitnester), und durch helle Flecken (Plagioklaseinsprenglinge im mm- Bereich) geprägt. Die Proben VO14 und VO16 zeigen ein richtungsloses, magmatisches Erstarrungsgefüge mit ansonsten ähnlichem Verhalten und ähnlichen Anteilen heller und dunkler Gemengteile.

Magmatisch gebildeter Mineralbestand: Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz, Amphibol, Biotit, Orthopyroxen, Klinopyroxen, Titanit, Apatit, Zirkon, Orthit und Erz.

Plagioklas ist in allen Proben, mit wechselnden Anteilen (ca. 5-15% am Gesamtvolumen), neben Grundmassekörnern auch als Einsprengling zu finden. Typisch ist ein unregelmäßig begrenzter Anreicherter Kernbereich (An max. 55%), bevorzugt bei den Einsprenglingen. Alkalifeldspat tritt gegenüber Plagioklas mengenmäßig meist deutlich zurück. Häufig ist er durch eine gut ausgeprägte Mikroklingitterung und Perthitentmischungen klar zu erkennen. Quarz ist zusammen mit Feldspat entlang von Bahnen oft pflasterartig ausgebildet, daneben auch Nester bildend und Zwickel füllend. Unter den mafischen Komponenten dominiert Biotit, z.T. bahnenartig eingeregelt, z.T. Nester bildend, wobei am "Nest" auch immer ein größeres Erzkorn (Ilmenit), meist im Zentrum, beteiligt ist. Zwei Proben führen nur Biotit (VO2, VO13). Alle anderen zeigen, vom Anteil her stark unterschiedlich, Amphibol (grüne Hornblende) in Form runder bis länglicher Aggregate. Zum Teil sind diese Aggregate bereichsweise von Biotit durchwachsen und verdrängt. Sie lassen sich, vor allem auf Grund mechanischer Veränderungen, auch nicht mehr als Pseudomorphosen (z.B. nach Orthopyroxen) von ehemaligen Einsprenglingen deuten. Zum Glück zeigen aber einige Proben (besonders klar: VO14) Orthopyroxenkerne in den Amphibolaggregaten. Ein Beispiel hierfür ist in Bild A der Bildtafel II dargestellt. Klinopyroxen konnte nur vereinzelt als Einschluß in Plagioklaseinsprenglingen beobachtet werden, so daß auch für diese Lokalität (vgl. Grünbühel, Boxberg) Orthopyroxen als mafisches Vorläufermineral für Amphibol und zumindest Teile des Biotits angenommen werden kann. Das reichliche Erz ist überwiegend an Biotit gebunden.

Bezüglich der Akzessorien nimmt die Lokalität Ochsenberg eine herausragende Stellung ein. Alle Proben führen Orthit, der z.T. sehr groß werden kann (bis zu 1 mm) und dann zonar gebaut und häufig verzwillingt ist. Auch Zirkon kann in skelettären Formen bis zu 1 mm groß werden. Apatit tritt sehr größenvariabel auf: von mm-langen, dicken Säulen bis zu feinen, dicht verteilten Nadeln. Mengenmäßig untergeordnet tritt bei einigen Proben Titanit hinzu.

5.1.6. MITTELWERTE CHEMISCHER ANALYSEN FÜR KAPITEL 5.1.

In Tabelle 4 sind die Mittelwerte der chemischen Gesteinsanalysen und die daraus berechnete CIPW-Norm dargestellt. Gemittelt wurden jeweils die Proben, die gemeinsam in einem der Kapitel 5.1.1.1 bis 5.1.5. beschrieben sind. Die Tabelle dient an dieser Stelle einer ersten Orientierung, wie sich die nach Gesteinstyp und Lokalität aufgeteilten Proben chemisch zueinander verhalten. Eingehende geochemische Betrachtungen folgen in Kapitel 7 und 8. Den Kapitelnummern entsprechen folgende Gesteinstypen:

Kap. 5.1.1.1.:	Feinkörniger Diorit (gangartig)	Lok. Boxberg
Kap. 5.1.1.2.:	Fein- bis mittelkörniger Diorit	Lok. Boxberg
Kap. 5.1.1.3.:	Gabbro	Lok. Boxberg
Kap. 5.1.2.1.:	Diorit Typ I	Lok. Grünbühel
Kap. 5.1.2.2.:	Diorit Typ II	Lok. Grünbühel
Kap. 5.1.3.1.:	Fein- bis feinkörniger Diorit	Lok. Sicklasberg
Kap. 5.1.3.2.:	Klein- bis mittelkörniger Diorit	Lok. Sicklasberg
Kap. 5.1.4. :	Diorit	Lok. Hohe Leiten
Kap. 5.1.5. :	Diorit	Lok. Ochsenberg

Mittelwerte chemischer Analysen für Diorite und Gabbro

Lokalität	Boxberg			Grünbühl		Sicklasberg		Hohe Leiten	Ochsenberg
Kapitel	5.1.1.1.	5.1.1.2.	5.1.1.3.	5.1.2.1.	5.1.2.2.	5.1.3.1.	5.1.3.2.	5.1.4.	5.1.5.
S102	59.7	53.3	51.1	51.4	56.5	57.6	58.5	58.5	58.6
T102	1.76	2.17	.94	2.73	2.11	1.89	1.89	1.58	1.79
AL203	15.9	16.7	17.9	15.4	16.0	16.2	16.4	16.2	16.0
FE203	1.02	1.25	.95	1.51	.47	1.08	1.03	.76	1.03
FeO	6.21	8.40	6.93	10.20	7.70	6.93	6.78	6.46	6.33
MnO	.11	.15	.13	.18	.13	.13	.11	.12	.12
MgO	2.79	5.43	7.66	3.81	2.69	3.86	3.17	3.78	2.93
CaO	4.27	6.90	9.01	6.98	4.87	4.81	4.49	4.86	4.56
Na2O	2.96	2.40	2.74	3.10	3.06	2.69	2.20	2.26	3.16
K2O	3.44	1.17	1.27	2.15	3.65	3.30	3.12	3.24	3.77
P2O5	.60	.65	.19	.62	1.00	.54	.56	.44	.69
SUMME	98.76	98.52	98.82	98.08	98.18	99.03	98.25	98.20	98.98
SC	21.4	26.9	29.4	---	22.2	20.0	20.9	---	22.4
CR	35	94	240	24	<10	47	30	96	35
CO	46	69	54	65	55	55	54	50	51
NI	21	67	67	<20	22	43	33	41	27
ZN	93	97	74	124	131	93	94	90	102
RB	149	50	57	77	99	110	142	114	130
SR	362	459	490	374	380	408	355	381	389
Y	46	31	17	34	53	29	41	37	41
ZR	518	417	139	402	772	395	412	410	570
NB	28	28	<10	34	40	26	30	23	31
CS	5.08	2.48	3.14	---	1.71	3.50	3.05	---	1.04
BA	1286	920	434	980	1553	1219	1198	1178	1469
HF	16.02	8.11	3.79	---	16.30	9.63	12.13	---	16.16
TA	2.02	1.62	.70	---	2.58	1.84	2.16	---	2.03
TH	7.57	4.13	3.41	---	8.40	5.95	9.35	---	9.70
U	<1.00	1.68	<1.00	---	2.80	1.75	3.87	---	3.90
LA	61.4	46.1	17.5	---	98.2	51.6	61.1	---	77.0
CE	111.4	89.7	38.1	---	171.0	96.2	117.0	---	157.0
ND	46.7	41.8	16.1	---	76.9	45.7	54.3	---	69.3
SM	9.15	9.62	3.21	---	19.20	10.75	11.30	---	14.10
EU	1.64	2.01	1.19	---	2.37	2.03	1.91	---	2.14
TB	1.23	1.38	.53	---	1.98	1.73	1.84	---	1.95
YB	3.50	3.26	1.67	---	4.24	3.28	3.93	---	4.42
LU	.54	.47	.26	---	.53	.44	.56	---	.62
Mg/(Mg+Fe)	.28	.36	.50	.25	.25	.33	.29	.35	.29
K/RB($\cdot 10^{-3}$)	.19	.19	.18	.23	.31	.25	.18	.24	.24
RB/SR	.41	.11	.12	.21	.26	.27	.40	.30	.33
LA _N /YB _N	11.73	9.46	7.01	---	15.49	10.52	10.40	---	11.65
EU/EU*	.57	.66	1.11	---	.43	.57	.51	---	.48
CIPW-NORM									
AB	25.36	20.61	23.46	26.74	26.37	22.98	18.95	19.47	27.01
OR	20.58	7.02	7.59	12.95	21.97	19.69	18.77	19.50	22.51
AN	17.48	30.43	33.18	22.18	17.95	20.53	18.95	21.63	18.30
Q	14.30	8.90	---	2.14	8.48	10.81	17.35	14.38	10.04
DI	---	---	8.77	7.53	---	---	---	---	---
HY	14.99	24.98	16.84	19.47	17.53	18.75	16.87	18.60	15.50
HY-EN	7.04	13.73	10.81	8.10	6.82	9.71	8.04	9.59	7.37
HY-FS	7.96	11.25	6.03	11.37	10.70	9.04	8.84	9.01	8.12
OL	---	---	6.51	---	---	---	---	---	---
MT	1.50	1.84	1.39	2.23	.69	1.58	1.52	1.12	1.51
IL	3.38	4.18	1.81	5.29	4.08	3.62	3.65	3.06	3.43
AP	1.44	1.56	.46	1.50	2.41	1.29	1.35	1.06	1.65
C	.99	.50	---	---	.57	.76	2.63	1.21	.08
DI	60.25	36.53	31.06	41.84	56.82	53.49	55.06	53.35	59.56

Tabelle 4: Auflistung gemittelter chemischer Gesteinsanalysen und deren CIPW-Norm für die in den Kapiteln 5.1.1.1. bis 5.1.5. beschriebenen Gesteinstypen. Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm.

5.1.7. ZUSAMMENFASSUNG WICHTIGER PETROGRAPHISCHER ERGEBNISSE AUS KAPITEL 5.1.

Als wesentliche petrographische Ergebnisse für die intermediären und basischen Magmatite der fünf eingehender bearbeiteten Lokalitäten lassen sich anführen:

Zu den Gabbros:

- Mittelkörnige Gesteine mit zum Teil größeren Erzbätzen (cm-groß, überwiegend Magnetkies).
- Intersertalgefüge durch sperrig angeordnete Plagioklase.
- Kein Olivin.
- Pyroxen weit überwiegend als Klinopyroxen.
- Der größte Teil der dunklen Gemengteile ist postmagmatisch verändert und überprägt.

Zu den Dioriten:

- In der Mehrzahl porphyrisch durch Plagioklaseinsorenglinge.
- In der Mehrzahl mit unregelmäßigem Gefüge.
- Abhängig vom Vorkommen zum Teil auch deutlich geregelt.
- Plagioklase oft zoniert mit höheren An- Gehalten im Kernbereich (Größenordnung: Rand zu Kern etwa 20-30% zu 40-50% An-Komponente).
- Plagioklas kann Einschlüsse von Orthopyroxen, Klinopyroxen und Amphibol, sowie feinste orientierte Biotitschüppchen zeigen.
- Wenn Pyroxen vorkommt, dann weit überwiegend Orthopyroxen.
- Amphibol häufig in Form von Aggregaten (tritt nicht in allen Proben auf).
- Meist überwiegt Biotit die übrigen mafischen Komponenten.
- Die Akzessorien Apatit, Orthit, Titanit und Zirkon variieren stark in Menge, Größe und Habitus.
- Relativ viel Erz (fast immer Ilmenit).

5.2. NEBENGESTEINE DER BEARBEITETEN LOKALITÄTEN

Für die eingehender bearbeiteten Lokalitäten lassen sich deren Nebengesteine in zwei Typen zusammenfassen:

- | | |
|------------------------|---------------------------------------|
| 1. Perlgneis | (Lok. Hohe Leiten, Sicklasberg) |
| 2. Granitoide Gesteine | (Lok. Boxberg, Grünbühel, Ochsenberg) |

Der hier und im folgenden verwendete Begriff "Perlgneis" faßt verschiedene, aber verwandte Gneistypen des Arbeitsgebietes zusammen. Es sind dies Cordierit-Sillimanit-Gneis (mit Tendenz zu Perlgneis), Cordieritführender Perlgneis, Perlgneis mit großen Feldspateinsprenglingen und Perlgneis (im engeren Sinne). Dieses Vorgehen erscheint gerechtfertigt, da die chemischen Unterschiede zwischen diesen Typen sehr gering sind, und diese Gesteine in dieser Arbeit ausschließlich geochemisch - unter dem Gesichtspunkt des Nebengesteins - betrachtet werden. Für die petrographische Beschreibung wird auf die ausführliche Bearbeitung von SCHULZ (1982), sowie auf die Erläuterungen zur geologischen Karte St. Englmar (OTT, 1979) verwiesen.

Der Begriff "granitoide Gesteine" faßt in dieser Arbeit die Gesteinstypen Ödwieser Granit, Paragranodiorit, Kristallgranit und Mittelkörniger Granit (alle Bezeichnungen nach der Namensgebung von OTT, 1979) zusammen. Petrographische Erläuterungen für den Ödwieser Granit sind bei SCHULZ (1982) aufgeführt, für den Paragranodiorit bei LIST (1969) und WÜRSTL (1983), für den Kristallgranit bei WÜRSTL (1983). Zudem werden alle angeführten Gesteinstypen auch bei OTT (1979) beschrieben.

Analog zu den chemischen Mittelwerten der intermediären und basischen Magmatite in Kapitel 5.1.6. sind in Kapitel 8.1. in Tabelle 10 die gemittelten chemischen Analysen der Nebengesteinsproben aufgelistet. Aus der Gruppe der granitoiden Gesteine wird in Spalte 3, 4 und 5 der Tabelle 10 der Ödwieser Granit gesondert herausgegriffen, da dieser Gesteinskörper im weiteren Verlauf der Arbeit unter einem eigenständigen Aspekt, nämlich dem der Bildung granitischer Magmen, betrachtet werden wird.

5.3. KLEINBEREICHSPROFILE

Die Veränderungen im Mineralbestand entlang der untersuchten Kleinbereichsprofile sollen im folgenden - in Ergänzung zur Beschreibung in Kap. 5.1. - dargestellt werden.

Das typische makroskopische Erscheinungsbild der knollenförmigen Magmatitkörper der Lokalität Boxberg ist in Abb. 6 wiedergegeben. Diese Skizze der in der Mitte durchgesägten Knolle EB1 mit Teilen des angrenzenden granitoiden Nebengesteins stellt wesentliche Charakteristika dieser Knollen heraus:

zu 1.:

Die in den linsenförmigen Körper eingedrungenen granitischen Schmelzen deuten auf den sich zum Teil verästelnden Bahnen an, wie es zur rundlichen bis ovalen Ausbildung dieser Körper kommt. Es zeigt sich hier bereits eine weitere Zerlegung in immer kleinere Fragmente.

zu 2.:

Entlang dieser Schmelzbahnen und am Kontakt zum Nebengestein bildete sich eine Kontaktzone in der Knolle aus, die durch gröbere und vermehrte Biotite makroskopisch sichtbar wird.

zu 3.:

Randliche Teile - also durch Kontakteinwirkung veränderte Bereiche - werden abgelöst und cm- weit in das angrenzende Nebengestein transportiert. Dies führt zu einer mechanischen Vermengung von Nebengestein mit zum Teil kleinsten, stark biotitisierten Magmatitteilen. In diesen Bereichen ist das Nebengestein (also ohne Magmatitfragmente betrachtet) durch einen höheren Anteil heller Gemengteile geprägt, zeigt eine Kornvergrößerung und erscheint betont regellos sowie homogenisiert - alles Symptome, die für einen hohen, lokal begrenzten Aufschmelzungsgrad sprechen.

zu 4.:

Die Kernzonen der Knolle (in der Skizze weiß ausgehalten) zeigen ein überall gleichartig ausgebildetes, feinkörniges und regellofes Gefüge.

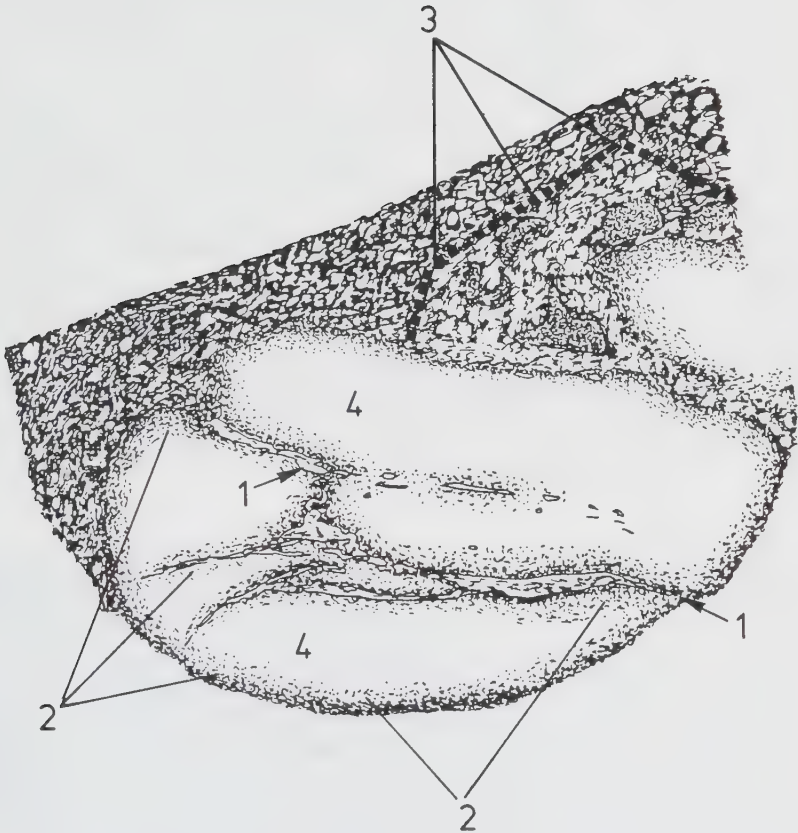


Abbildung 6: Skizze einer durchgesägten Dioritknolle der Lokalität Boxberg mit Teilen des angrenzenden granitoiden Nebengesteins. Die mit 1 - 4 markierten Bereiche der Zeichnung werden im Text unter der entsprechenden Nummer näher erläutert. Die Breite der Skizze entspricht 40 cm.

Für die Knollen der Lokalität Sicklasberg ist ebenfalls eine durch Biotitvergrößerung geprägte Kontaktzone typisch. Im angrenzenden Perlgneis konnten jedoch keine kontaktabhängigen Veränderungen festgestellt werden.

Unter dem Mikroskop zeigt sich der Grad der Veränderung in Richtung auf den Kontakt bei allen Magmatitknollen primär als Funktion des Biotitanteils. Dies soll durch Abb. 7 veranschaulicht werden. Darin sind für eine Knolle der Lokalität Boxberg (Abb. 7a) und der Lokalität Sicklasberg (Abb. 7b) jeweils nur die Biotitkristalle dargestellt. Am linken Rand beider Abbildungen ist der Kontakt zum Nebengestein erreicht. Rechts ist der für den unveränderten Kernbereich typische Biotitanteil sichtbar. Die durch punktierte Linien getrennten Felder geben die Bereiche an, die jeweils chemisch analysiert wurden. Abb. 7 a + b zeigt sehr anschaulich die Zunahme des modalen Anteils, sowie der Korngröße von Biotit in Annäherung zum Kontakt.

Im Gegensatz zu Biotit ist es sehr schwierig, Aussagen über das Verhalten der Feldspäte zu machen. Häufig zeigen sich zwar zum Kontakt hin Umwandlungerscheinungen in den Kernbereichen der Plagioklase (meist Serizitisierung). Auch die Abnahme des modalen Anteils, bedingt durch die Zunahme des Biotits, ist evident. Weitere Merkmale wie An- Gehalt, Art und Anzahl der Einschlüsse, Zonierung und Idiomorphie, lassen sich aber nicht eindeutig mit der Lage zum Kontakt parallelisieren. Hier wären für manchen Aspekt Ergebnisse aus zusätzlichen Untersuchungsmethoden (z.B. Mikrosonde) sicher sehr aufschlußreich.

Weitere Beobachtungen aus mikroskopischen Untersuchungen, die für die nachfolgende geochemische Betrachtung wesentlich sind, lassen sich zusammenfassen wie folgt:

Für die Knollen der Lokalität Boxberg (EB1, 4, 5, 7, 9, 52):
In den Kernzonen der Knollen kann der Orthopyroxenanteil derart bemessen sein, daß er Amphibol und Biotit überwiegt. In Richtung zum Kontakt wird Orthopyroxen von Amphibol und schließlich Amphibol von Biotit abgelöst. Spätestens im Abstand von 3 - 4 cm zum Kontakt konnte kein Orthopyroxen mehr beobachtet werden. Für

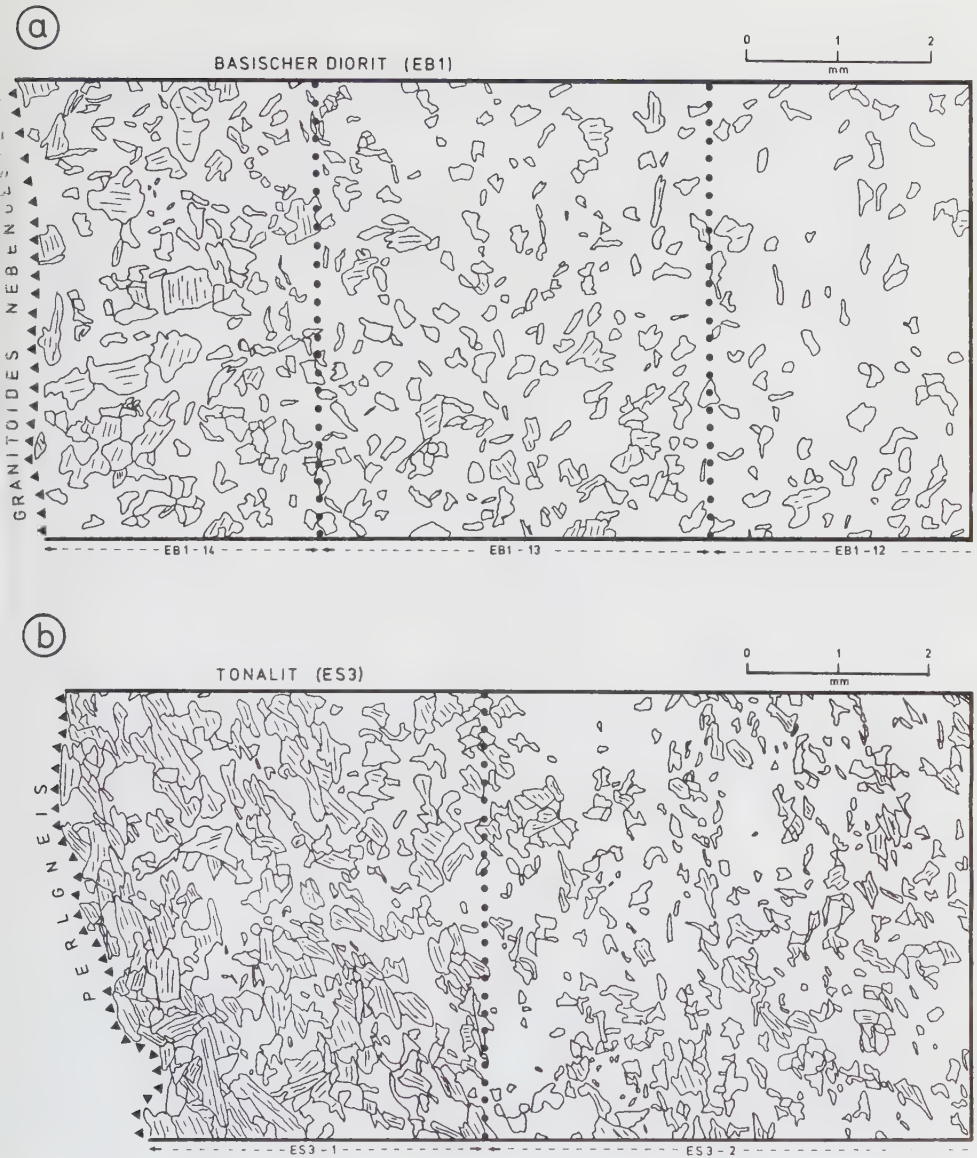


Abbildung 7: Vereinfachtes mikroskopisches Erscheinungsbild von Magmatitknollen am Kontakt zum Nebengestein. Dargestellt sind nur die Biotitkristalle. Abb. 7a zeigt eine Knolle der Lokalität Boxberg, Abb. 7b zeigt eine Knolle der Lokalität Sicklasberg. Die durch punktierte Linien getrennten Felder geben die Bereiche an, die jeweils chemisch analysiert wurden. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Akzessorien wie Erz, Apatit und Zirkon lassen sich keine auffälligen Gehaltsveränderungen in Abhängigkeit zur Entfernung vom Kontakt beobachten.

Für die Knollen der Lokalität Sicklasberg (ES1, 2, 3):

Biotit ist in allen Bereichen der Knolle die einzige mafische Komponente (neben Erz). Für alle übrigen Phasen ergeben sich keine auffälligen Veränderungen in Abhängigkeit zur Entfernung vom Kontakt.

Für die Gabbroscholle (EB10) und den Gangdiorit (EB12):

Unter dem Mikroskop lassen sich keine eindeutigen Veränderungen feststellen.

Für das Granodioritprofil (VO3, VO4, VO2):

Die am nächsten zum Kontakt genommene Probe (VO2) unterscheidet sich wesentlich von den beiden anderen Proben.

VO2: Kein Amphibol - nur Biotit - cm- dicke, hellere, gröberkörnige Lagen, überwiegend aus Quarz und Feldspat zusammengesetzt, sind parallel zur Regelung des Gesteins eingelagert; bevorzugt dort treten große Orthitkristalle auf.

VO4: Reste von Hornblendeaggregaten, die zum Teil stark von Biotit angegriffen sind. Deutlich kleinere Orthitkristalle als in VO2.

VO3: Die Hornblendeaggregate erscheinen frischer als bei VO4 und treten auch gehäuft auf.

Für das Nebengesteinsprofil (EB6):

Eindeutig sichtbar ist eine Abnahme des Biotitgehaltes, verbunden mit einer Zunahme des Quarz- und vor allem des Alkalifeldspatanteils in Richtung auf den Kontakt zur Magmatitknolle. Quarz tritt am Kontakt verstärkt in Form mosaikartig verwachsener Körner auf.

6. ZUR NOMENKLATUR DER BASISCHEN UND INTERMEDIÄREN MAGMATITE

Gesteinsbezeichnungen wie Titanitfleckendiorit, redwitzitischer Metabasit oder Quarzglimmerdiorit, die in bisherigen geologischen Bearbeitungen (vgl. Kap. 1.2.3.2.2.) für die in dieser Arbeit untersuchten Gesteine verwendet wurden, sind z.T. nur lokal bekannte Namen, bzw. orientieren sich am Auftreten typischer Minerale. Da die Kriterien der Abgrenzung zwischen diesen Gesteinsbezeichnungen nicht eindeutig definiert sind, soll sich die nomenklatorische Einstufung der untersuchten Proben auf international übliche Gesteinsnamen beschränken.

In Tabelle 5 sind die mit Hilfe der Rittmann-Norm (wet plutonic facies) errechneten normativen Mineralanteile für die in den Kapiteln 5.1.1. bis 5.1.5. beschriebenen Gesteine aufgelistet. Die Rittmann-Norm hat gegenüber anderen Gesteinsnormen u.a. den Vorteil, daß aus den Komponenten Or, Ab und An die Minerale Plagioklas und Alkalifeldspat errechnet werden. Dies ermöglicht das Eintragen der Proben im Q-A-P-F- Doppeldreieck und somit eine nomenklatorische Einstufung, z.B. nach STRECKEISEN (1976). Aus diesem Grund konnte auch auf Modalanalysen verzichtet werden, da sie keinen wesentlichen zusätzlichen Informationsgewinn erbracht hätten. Es ist aber zu betonen, daß die aus der Rittmann-Norm berechneten Mineralanteile nicht im Sinne quantitativer modaler Mineralgehalte verstanden werden dürfen. Die aus der Rittmann-Norm ableitbaren Gesteinsnamen stellen die Grundlage der im folgenden diskutierten Bezeichnungen dar.

Zur Lokalität Boxberg:

Die Proben EB10-M bis EB17 sind kantigen Schollen entnommen (siehe Anhang B). Die Norm berechnet als mafische Komponente Hornblende und untergeordnet etwas Biotit. Dies entspricht der Dünnschliffbeobachtung. Für die übrigen Gabbroproben wird zusätzlich ein meist beträchtlicher Orthopyroxenanteil errechnet. Im Dünnschliff ist die Pyroxenkomponente aber fast ausschließlich Klinopyroxen. Hier wird die "wet plutonic facies" den Gegebenheiten offensichtlich nicht gerecht. Die sich überwiegend ergebende Bezeichnung Qz-Norit ist nicht korrekt. Für die als Gabbro beprobten Gesteine wird die Bezeichnung Gabbro beibehalten. Das Fehlen einer Olivinkomponente in der Rittmann-Norm (mit einer Ausnahme) stimmt mit dem Dünnschliffbefund überein.

Die bisher unter "fein- bis mittelkörniger Diorit" zusammengefaßten Proben EB1M bis EB41 zeigen (bei einer gewissen Sonderstellung der Proben EB19 und EB41) - wie im Dünnschliff - eine

Tabelle 5: Normative Mineralanteile der in den Kapiteln 5.1.1.1. bis 5.1.5. beschriebenen Gesteinstypen berechnet mit Hilfe der Rittmann-norm (wet plutonic facies, nach RITTMANN, 1973).

Probe	Kf	Plag	(Or)	(Ab)	(An)	Qz	Opx	Kpx	Ol	Hbl	Bl	Cor	Mt	Il	Ap	Pvt	Gesteinsbezeichnung
<u>Lokalität Boxberg</u>																	
<u>Gabbro:</u>																	
EB10-M	9.8	43.3	15.8	39.8	44.3	4.6				39.2			1.6		0.5	1.0	Qz-Monzogabbro
EB15	9.2	42.2	12.5	38.6	43.8	7.5				32.8	5.8				0.5	0.8	Qz-Monzogabbro
EB16	11.0	39.5	18.3	38.8	43.0	7.5				41.2	0.9		1.3		0.4	1.0	Qz-Monzogabbro
EB17	10.7	40.6	17.6	39.0	43.4	9.8				23.1	11.8		1.2	1.4	0.5	1.1	Qz-Monzogabbro
EB20	0.9	46.0	5.8	34.0	60.2	4.5	2.9			15.1	8.0		1.9	0.2	0.3	2.9	Qz-Norite
EB21	0.5	57.0	5.8	41.5	52.8	7.1	9.6			34.6	4.9		1.3		0.3	0.3	Qz-Norite
EB22	0.9	48.9	6.5	42.2	51.2	7.6				12.3	12.3		1.0	0.3	0.7	0.4	Qz-Gabbro
EB23	2.0	54.2	6.7	44.2	49.7	11.3	5.6			18.6	8.0		1.2	0.2	0.7	0.5	Leuco Qz-Norite
EB24	0.9	54.9	6.1	44.2	49.7	5.1	9.4			30.8	7.0		1.5	0.2	0.3	0.6	Qz-Norite
EB25	0.4	59.7	5.5	39.4	55.1	7.1	1.2			24.8	5.2		1.2	0.2	0.2	0.2	Qz-Norite
EB26	0.4	59.7	5.5	39.4	55.1	7.1	1.2			20.5	6.3		1.5	0.2	0.2	0.2	Qz-Norite
EB27	0.4	54.6	4.6	43.0	51.4	5.0	10.0			16.5	3.2		1.4	0.2	0.2	0.2	Qz-Norite
EB28	0.1	59.4	4.2	32.5	62.8	3.3	12.9			24.1	5.7		1.5	0.1	0.3	0.2	Norite
EB29	0.4	49.6	4.7	32.5	62.8	4.3	13.2			13.0	6.1		1.4	0.2	0.2	0.1	Norite
EB30	0.1	53.5	4.1	35.1	60.7	1.8	13.2			23.0	7.4		2.1	0.2	0.3	0.1	Or-bearing Norite
EB31	0.3	61.3	4.5	33.3	62.1	1.2	16.0		0.4	21.1	1.3		1.2	0.2	0.4	0.3	Leuco Qz-Norite
EB32	1.0	47.2	5.0	37.3	58.7	4.1	7.1			25.9	8.8		1.5	0.1	0.4	0.3	Qz-Norite
EB33	0.2	63.9	4.7	43.9	51.4	4.1	7.1			40.8			1.1	0.5	0.5	1.3	Qz-Diorite
EB34-1	0.8	51.2	5.5	36.9	57.6	3.1	8.0										
EB34-2	2.8	47.8	6.8	48.3	44.9	5.4											
<u>Klein- bis mittelkörniger Diorit:</u>																	
<u>Gangdiorit:</u>																	
EB1M	0.4	60.3	4.7	36.7	58.7	9.5	21.5				5.1		0.9	2.2	1.5		Leuco Qz-Norite
EB4-1		61.4	4.6	40.8	58.5	8.4	22.6				2.7		0.9	2.3	1.5		Leuco Qz-Norite
EB7M	0.5	57.6	4.8	37.5	57.7	13.8	18.1				7.9		0.9	2.1	1.1		Leuco Qz-Norite
EB9M	0.6	57.9	4.9	34.8	60.3	12.0	19.1				7.9		1.0	2.6	1.2		Leuco Qz-Norite
EB18			4.0	30.4	65.6	8.6	23.1				4.8		0.9	1.2	1.3		Leuco Qz-Norite
EB19	4.8	41.4	0.0	43.3	56.7	12.3	9.6			12.6	17.0		0.9	1.2	1.2		Qz-Diorite
EB41	2.2	42.5	6.5	48.2	45.4	21.5					29.7		1.1	1.2	1.9		Tonalite
<u>Gangdiorit:</u>																	
EB12M	7.4	43.5	12.5	55.8	31.7	23.7							0.9	1.1	1.5		Mela Granodiorite
EB38	15.0	40.8	21.2	47.5	31.3	19.3				1.1			1.2	1.1	1.4		Granodiorite
EB42	14.1	38.2	21.3	45.5	33.2	24.0							0.9	1.1	1.0		Granodiorite
EB43	16.6	38.9	23.2	47.8	29.0	24.1							0.9	1.1	0.9		Granodiorite
EB44	14.8	36.9	22.4	48.7	29.0	25.1							0.8	0.9	1.2		Granodiorite
EB45	7.7	38.1	14.7	43.2	42.1	27.3							1.0	1.1	1.2		Mela Granodiorite
EB46	12.8	43.5	17.9	52.0	30.1	22.2							1.0	1.1	1.0		Granodiorite
EB37	12.8	41.8	18.5	47.7	33.8	20.3				1.1			1.1	1.0	1.2		Mela Granodiorite
EB39	14.4	41.0	20.0	45.9	34.1	20.8							0.9	1.1	1.4		Granodiorite
EB40	13.6	38.1	21.0	43.4	35.6	22.9							0.9	1.1	1.4		Mela Granodiorite
<u>Lokalität Grünheide</u>																	
<u>Typ 1:</u>																	
EM1M	8.4	46.4	13.1	51.1	35.8	11.4				13.5	15.0		1.7	1.0	1.1	1.6	Qz-Monzodiorite
EM4	3.1	44.7	7.5	46.6	45.9	10.6	4.1			17.4	13.1		1.7	1.6	1.6	2.1	Qz-Diorite
EM5	5.9	45.5	10.6	52.9	36.5	9.9				16.1	14.4		1.8	1.0	1.3	2.2	Qz-Monzodiorite
<u>Typ 2:</u>																	
EM2	12.6	42.7	18.0	47.7	34.4	17.9				22.1			1.1	1.5	2.2		Mela Granodiorite
EM3	15.9	41.5	21.7	15.9	41.5	18.9				19.4			1.0	1.4	1.9		Granodiorite

Probe	Kf	Plag	Or	Ab	An	Qz	Opx	Kpx	Ol	Hbl	Bl	Qzrd	Mc	Il	Ap	Tlt	Gesteinsbezeichnung
Lokalität Hake Zeiten																	
EH1	8.9	36.3	15.1	41.3	42.7	27.0					25.1		0.8	0.8	1.0		Mela Granodiorite
EH2	9.7	43.3	17.5	32.1	36.4	26.4					22.2		0.8	0.3	0.7		Tonalite
EH3	9.6	43.3	15.3	44.8	39.9	21.8					22.7		0.9	0.8	0.9		Mela Granodiorite
EH4	7.0	38.4	13.8	40.1	46.1	25.4					26.6		0.9	0.7	1.0		Mela Granodiorite
Lokalität Ochsenberg																	
V01	12.0	43.9	17.5	46.3	36.2	20.1					22.3		0.9	0.1	0.8		Granodiorite
V02	25.8	32.5	31.6	46.8	21.6	22.9					15.3		0.7	0.9	1.3		Monzogranite
V03	25.4	35.9	29.6	47.7	22.7	16.9					15.4		1.2	1.2	1.4	0.2	Mela Monzogranite
V04	28.6	34.7	31.1	50.5	18.5	13.5				2.0	15.4		1.2	1.2	1.4	0.6	Qz-Monzonite
V05	27.0	32.9	27.0	38.5	32.6	19.2				4.1	23.6		1.2	0.9	1.4		Granodiorite
V06	22.6	32.9	27.0	38.5	32.6	19.2				0.1	23.6		1.1	1.1	1.3		Mela Monzogranite
V07	19.0	38.9	25.7	44.2	30.1	26.1				1.5	18.5		1.0	1.3	1.6	0.1	Granodiorite
V08	22.6	37.6	27.9	47.0	25.1	16.5				1.2	17.4		1.3	1.2	1.6		Mela Monzogranite
V09	6.7	48.0	11.1	50.4	38.5	18.2					23.6		1.0	1.1	1.4		Mela Granodiorite
V010	9.2	44.1	15.0	44.2	40.8	20.9					22.7		0.9	0.9	1.2		Mela Granodiorite
V011	15.4	42.5	21.0	48.6	30.3	19.7					18.6		1.0	1.4	1.7		Granodiorite
V012	13.3	40.9	19.7	45.2	35.1	21.5					22.7		0.9	1.2	1.6		Granodiorite
V013	22.6	39.8	27.2	46.9	25.9	18.2					15.8		1.0	1.0	1.2		Monzogranite
V014	10.2	43.7	15.3	49.7	34.9	18.8				1.6	22.0		1.1	1.2	1.4	0.1	Mela Granodiorite
V015	9.3	43.7	15.2	44.6	40.2	21.1					22.6		0.9	0.9	1.4		Mela Granodiorite
V016	8.5	46.3	13.2	32.9	34.0	17.1				1.1	22.7		1.4	1.4	1.8		Mela Granodiorite
Lokalität Sickslesberg																	
Fein- bis feinkörniger Typ:																	
ES1M	8.5	40.8	14.3	48.4	37.3	26.1					19.2		0.8	1.2	1.0		Granodiorite
ES2-3	9.5	38.3	16.0	49.8	34.2	25.1					19.1		4.4	0.9	1.3		Mela Granodiorite
ES3M	1.5	38.3	7.7	41.8	50.5	30.2					28.7	-1.5	0.8	1.0	0.9		Tonalite
ES4	9.3	34.7	16.4	39.4	42.2	27.4					20.6		0.8	1.3	1.2		Mela Granodiorite
ES5	10.0	39.2	15.2	47.9	36.9	26.3					23.8	4.5	0.9	0.9	0.9		Mela Granodiorite
ES6	9.0	39.2	15.2	47.9	36.9	26.3					23.8		0.9	0.9	0.9		Mela Granodiorite
ES7	3.8	41.5	10.5	38.6	50.9	24.9					26.3		0.9	1.0	1.2		Tonalite
ES8	6.3	39.2	14.2	35.7	50.1	25.6					25.4		0.9	1.1	1.2		Mela Granodiorite
ES9	3.3	37.4	8.4	43.8	47.8	27.5					31.8	-3.5	0.9	1.1	1.2		Tonalite
ES10	1.4	39.2	7.5	42.2	50.2	28.5					28.7	-1.5	0.8	1.2	1.2		Tonalite
ES11	2.6	31.9	10.2	26.7	63.1	31.5					32.9	-2.3	0.8	1.2	1.2		Qz-rich Tonalite
ES19	2.5	35.7	9.5	23.1	67.4	28.3					33.9	-3.4	0.8	1.0	1.1		Tonalite
ES22	14.1	33.1	22.6	49.6	27.8	18.1					26.1	4.9	1.2	1.3	1.2		Mela Granodiorite
Klein- bis mittelkörniger Typ:																	
ES12	11.7	40.6	17.6	49.8	32.6	21.4					23.5		1.0	1.0	1.1		Mela Granodiorite
ES13	9.2	40.7	15.2	45.6	39.3	22.7					24.3		0.9	1.0	1.1		Mela Granodiorite
ES14	6.3	41.7	12.3	41.8	45.9	23.3					25.3		0.9	1.0	1.2		Mela Granodiorite
ES15	7.3	44.4	12.6	46.3	41.1	20.3					24.9		1.0	0.9	1.1		Mela Granodiorite
ES16	1.9	41.7	8.2	39.4	52.5	24.0					29.1		0.9	0.8	1.1		Tonalite
ES17	3.8	44.6	8.3	43.8	47.9	21.6					27.0		1.0	0.7	1.0		Tonalite
ES18	6.1	41.5	11.3	48.5	40.2	23.6					25.8		1.0	0.9	1.1		Mela Granodiorite
ES20	4.3	45.0	13.3	42.8	43.9	9.3					23.8		1.0	1.1	1.2		Mela Granodiorite
ES21	7.7	44.7	13.0	45.8	41.2	20.7					23.8		1.0	1.0	1.1		Mela Granodiorite

Betonung der Orthopyroxenkomponente. Um die bereits im Gelände eindeutig hervortretenden Unterschiede dieser Proben zum Typ "Gabbro" auch in der Namensgebung herauszustellen, soll für diese Gruppe der Begriff basischer Diorit verwendet werden.

Für die restlichen Proben der Lokalität Boxberg ergibt die Rittmann-Norm ein betont realistisches Bild der tatsächlich beobachtbaren Mineralanteile. Bei durchschnittlich 14% Alkalifeldspat, 40% Plagioklas, 22% Quarz, 20% Biotit und nur ganz untergeordnet Hornblende, gehören diese Proben in den Bereich der Granodiorite. Parallel dazu wird auch der Begriff Ganggranodiorit weiterverwendet, um auch in Bezug auf andere Lokalitäten, die spezifische Art des Auftretens hervorzuheben.

Zur Lokalität Grünbühl:

Die in allen Proben von Typ I unter dem Mikroskop beobachtbare Orthopyroxenkomponente errechnet sich durch die Norm nur für eine Probe. Interessant ist, daß die Probe EB19, die unter den basischen Dioriten der Lokalität Boxberg isoliert erscheint, nach der Norm sehr gut zu diesem Typ paßt. Für die Proben des Typ I soll die Bezeichnung Quarz-Diorit verwendet werden. Für den Diorit Typ II wird die Bezeichnung Granodiorit gewählt.

Zur Lokalität Hohe Leiten: Siehe Sicklasberg.

Zur Lokalität Ochsenberg:

Die Variation im Kalifeldspatanteil von 5.4% bis 25.8% deutet bereits an, daß hier eine größere Spannbreite intermediärer Magmatite vorliegt. Dennoch soll, auch aus Gründen der Vereinheitlichung, für alle Proben die Bezeichnung Granodiorit verwendet werden.

Zur Lokalität Sicklasberg:

Die Unterteilung dieser Proben in zwei Typen, die sich an der Korngröße orientiert, wird in der Rittmann-Norm nicht deutlich. Daß alle Proben des klein- bis mittelkörnigen Typs unter dem Mikroskop Hornblende zeigen, die Proben des klein- bis feinkörnigen Typs jedoch nicht, wird durch die Rittmann-Norm nicht nachvollzogen. Für alle Proben der Lokalität Sicklasberg und Hohe Leiten soll die Bezeichnung Tonalit verwendet werden.

7. GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

Dieser Abschnitt dient der Darstellung des geochemischen Datenmaterials für die verschiedenen basischen, intermediären und sauren Gesteine, sowie einer Untergliederung der Gesamtgesteinsproben mit Hilfe statistischer Methoden. Im Anhang C sind die Meßergebnisse aller analysierten Proben aufgelistet (einschließlich der Kleinbereichsprofile), zusammen mit der CIPW- Normberechnung, dem Differentiationsindex, sowie den Verhältniswerten $MG/(MG+Fe)$, K/Rb , Rb/Sr , La_N/Yb_N und Eu/Eu^* .

7.1. HARKER - DIAGRAMME

In Abb. 8 a-p ist die Variation von 15 ausgewählten Elementen gegenüber SiO_2 dargestellt (Harker-Diagramme). Zusätzlich zu den Einzelwerten der Gesteinsanalysen gehen auch folgende Mittelwerte aus Kleinbereichsuntersuchungen in die graphischen Darstellungen von Kapitel 7.1.1. ein:

Gabbro:

Mittelwert von: EB 10-1, 10-2, 10-3 (= EB10-M)

Diorite:

Mittelwert von: EB 1-4, 1-5, 1-6, 1-7 (= EB1-M)

Mittelwert von: EB 7-10, 7-11, 7-12, 7-13, 7-14, 7-15 (= EB7-M)

Mittelwert von: EB 9-12, 9-13, 9-14 (= EB9-M)

Mittelwert von: EB 12-1, 12-2 (= EB12-M)

Mittelwert von: EM 1-1, 1-2, 1-3, 1-4, 1-5 (= EM1-M)

Mittelwert von: ES 1-4, 1-8, 1-9 (= ES1-M)

Mittelwert von: ES 3-3, 3-4, 3-5 (= ES3-M)

Mittelwert von: EB 31-2/1, 2/2 (= EB31-2M)

Granitoide Gesteine:

Mittelwert von: EB 6-1/1, 1/2, 2/1, 2/2, 3/1, 3/2 (= EB6M)

Mittelwert von: EB 13-1, 13-2 (= EB13M)

sowie der Mittelwert der untereinander sehr ähnlichen, granitoiden

Proben VG4 bis VG17 (= MW Garmerberg).

Die Gabbros (mittelkörnig) sind durch einen ausgefüllten Kreis, die übrigen Proben durch Kreuze dargestellt. Der Bereich der Lagepunkte von 15 Gneisproben ist als schattiertes Feld wiedergegeben.

Auf den ersten Blick ergibt sich für viele Elemente eine überraschend straffe Korrelation gegenüber SiO_2 für das breite Spektrum gabbroider, intermediärer und granitoider Gesteine. Auffallend ist, daß sich im SiO_2 -Gehalt keine signifikanten Lücken ergeben. Vielmehr belegen die analysierten Proben weitgehend kontinuierlich den Bereich von 49-73% SiO_2 . Dies trifft auch für die meisten der auf der Y-Achse abgetragenen Elemente zu. Eine Ausnahme ergibt sich für Zirkonium im basischen Bereich. So liegen die höchsten Zr-Gehalte für die Gabbros bei 200 ppm, die niedrigsten der übrigen basischen bis intermediären Proben bei über 300 ppm (siehe Abb. 8h).

Auf Grund der Anordnung der darstellenden Punkte kann zwischen linearer, gleichsinnig gekrümmter und hügelartiger Abhängigkeit unterschieden werden. Die Lagefelder für die Gneisproben decken sich in keiner der Abbildungen mit dem Trend der magmatischen Gesteine. Besonders deutlich zeigt sich dies bei den Elementen Fe, Ca und Zr.

Während sich für die überwiegend in Pyroxen, Amphibol und Biotit gebundenen Elemente Fe, Mg, Ca und Ti eine klare, gleichsinnige Abhängigkeit ergibt (abnehmende Gehalte bei zunehmendem SiO_2 -Gehalt), zeigen die weitgehend in Akzessorien wie Apatit, Zirkon, Orthit oder Monazit gebundenen Elemente P, Zr, Hf und Y sowie die SEE eine hügelartige Anordnung, wobei das Maximum immer im Bereich zwischen 58 und 60% SiO_2 liegt.

Für TiO_2 zeigt sich besonders deutlich, was auch bei FeO und P_2O_5 sowie - weniger eindeutig - auch bei CaO und MgO zu beobachten ist: das Lagefeld der Gabbros ist klar vom Trend der übrigen Magmatite abgrenzbar. Dies ist nach dem petrographischen Befund, daß die wesentliche primäre Mafitkomponente bei den

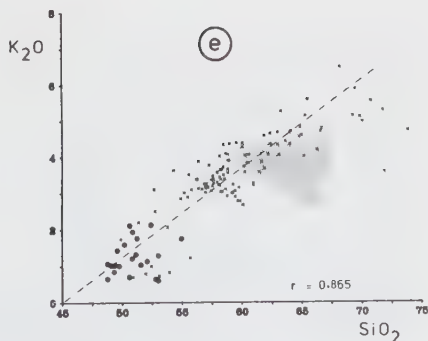
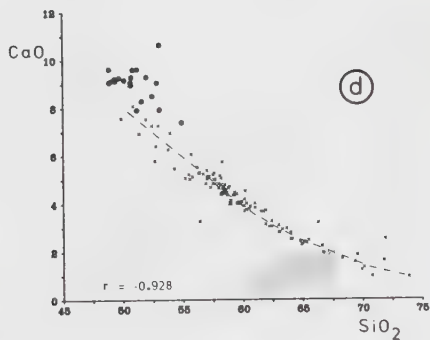
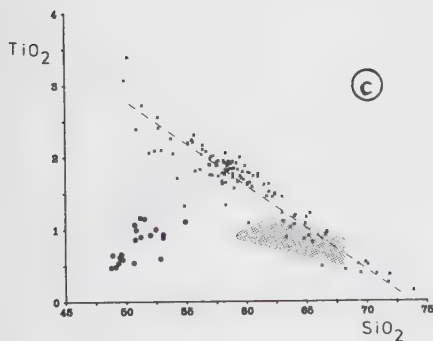
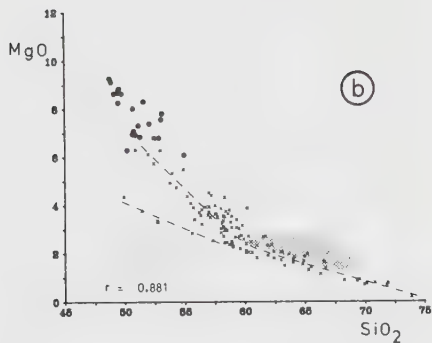
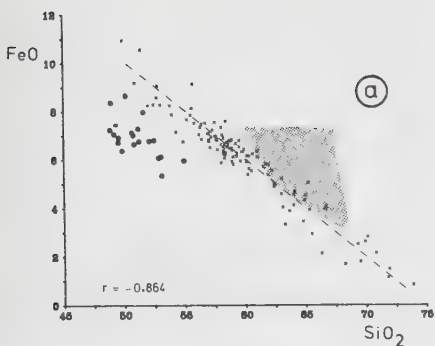


Abbildung 8 a-e: Darstellung ausgewählter Hauptelemente in Abhängigkeit von SiO_2 (Harker-Diagramme). Für diejenigen Variationsdiagramme mit eindeutiger linearer Korrelation ist der Korrelationskoeffizient " r " angegeben. Wertebereiche in Gew.-%. Erläuterungen siehe Text.

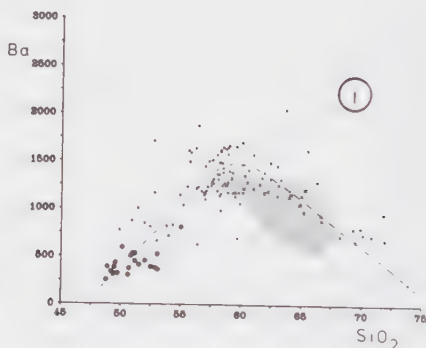
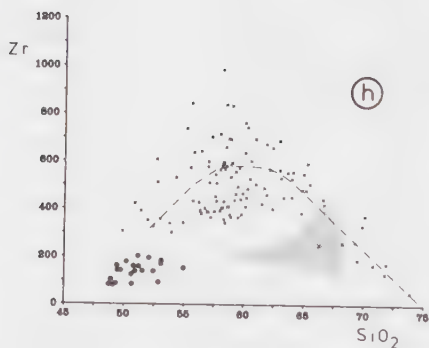
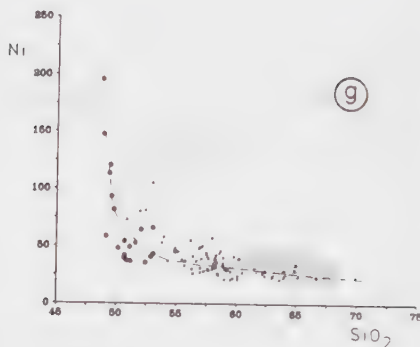
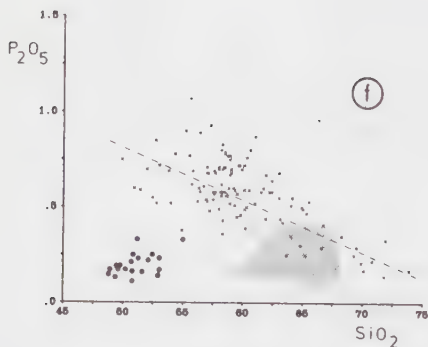
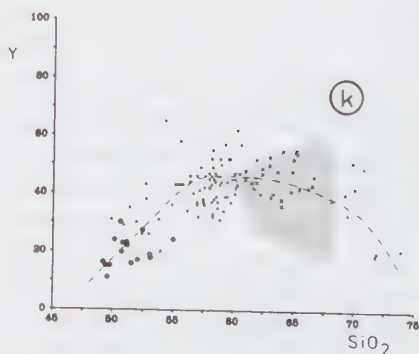


Abbildung 8 f-k: Darstellung von P_2O_5 und ausgewählten Spurenelementen in Abhängigkeit von SiO_2 (Harker-Diagramme). Wertebereich für SiO_2 und P_2O_5 in Gew.-%, für die Spurenelemente in ppm. Erläuterungen siehe Text.



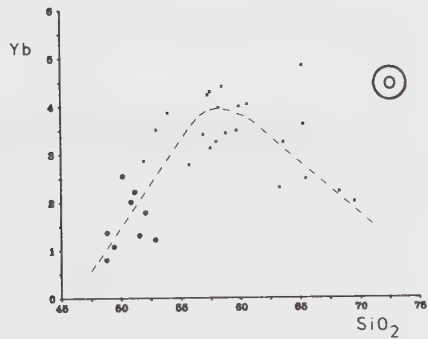
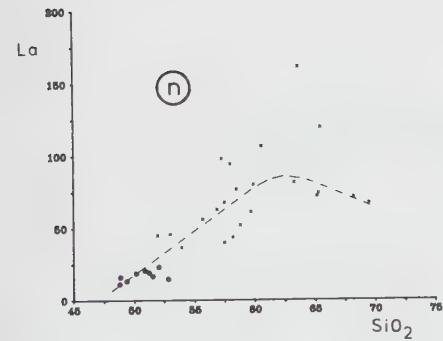
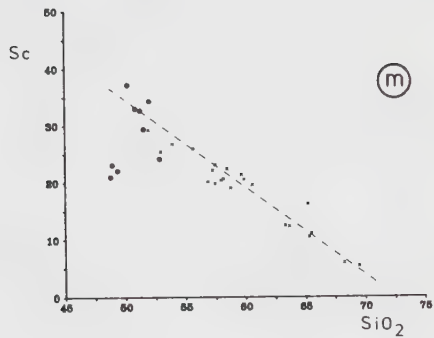
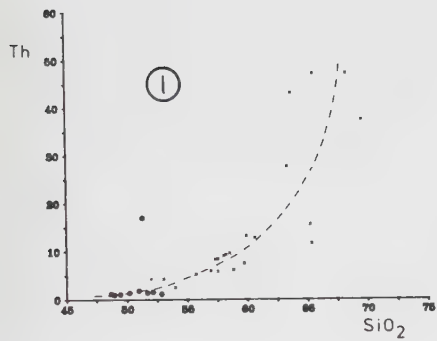
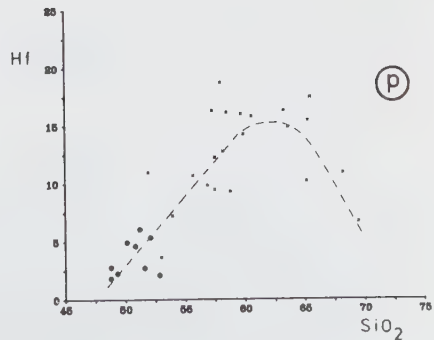


Abbildung 8 l-p: Darstellung ausgewählter Spurenelemente in Abhängigkeit von SiO_2 (Harker-Diagramme). Wertebereich für SiO_2 in Gew.-%, für die Spurenelemente in ppm. Erläuterungen siehe Text.



Gabbros Klinopyroxen, bei den Dioriten jedoch Orthopyroxen ist, der zweite wichtige Hinweis darauf, daß die Gabbros mit den Dioriten genetisch möglicherweise nicht in Beziehung zu setzen sind. Nicht alle Hauptelemente grenzen aber die Gabbros und Diorite voneinander ab, so z.B. das Kalium. Hier fügen sich die Gabbros in das Bild einer relativ breit gestreuten linearen Korrelation ein.

Die starke Variation der Nickel- Gehalte innerhalb der Gabbrogruppe (ein ähnliches Verhalten zeigt auch Cr) deutet auf die Möglichkeit von Fraktionierungsvorgängen (z.B. Olivin) innerhalb des Gabbrokörpers vom Boxberg hin.

7.2. CLUSTER - ANALYSE

Die große Zahl der gewonnenen Analysendaten läßt es sinnvoll erscheinen, mit Hilfe statistischer Verfahren zu versuchen, Gruppierungen von Proben mit jeweils bestimmten geochemischen Merkmalen zu erhalten. Im folgenden werden die Ergebnisse einer Clusteranalyse näher betrachtet. Die Clusteranalyse ist ein multivariantes statistisches Verfahren, das die chemischen Daten der Proben ohne jegliche Vorbedingung auf deren Ähnlichkeit hin untersucht. Das Verfahren wurde bereits mehrfach auf magmatische Gesteine angewandt (BERNOTAT, 1971; JOYCE, 1973; STONE & EXLEY, 1978). Zur groben Beschreibung der mathematischen Grundlagen dieses statistischen Verfahrens, das als Programmpaket vom Leibniz-Rechenzentrum der Bayerischen Akademie der Wissenschaften zur Verfügung gestellt wird, siehe SPIEGEL (1983).

In Abb. 9 ist das Ergebnis einer Clusteranalyse (nach Wards Methode) in Form eines Dendrogramms dargestellt (Abb. 9 a mit linearer, 9 b mit logarithmischer Y- Achse). In die Berechnung einbezogen wurden alle in Abb. 3 a-p dargestellten Proben unter Verwendung aller mit Hilfe der RFA analysierten Elemente. Der auf der Y- Achse abgetragenen Parameter "d" entspricht dem Distanzniveau (Summe der Abstandsquadrate).

CLUSTERANALYSE

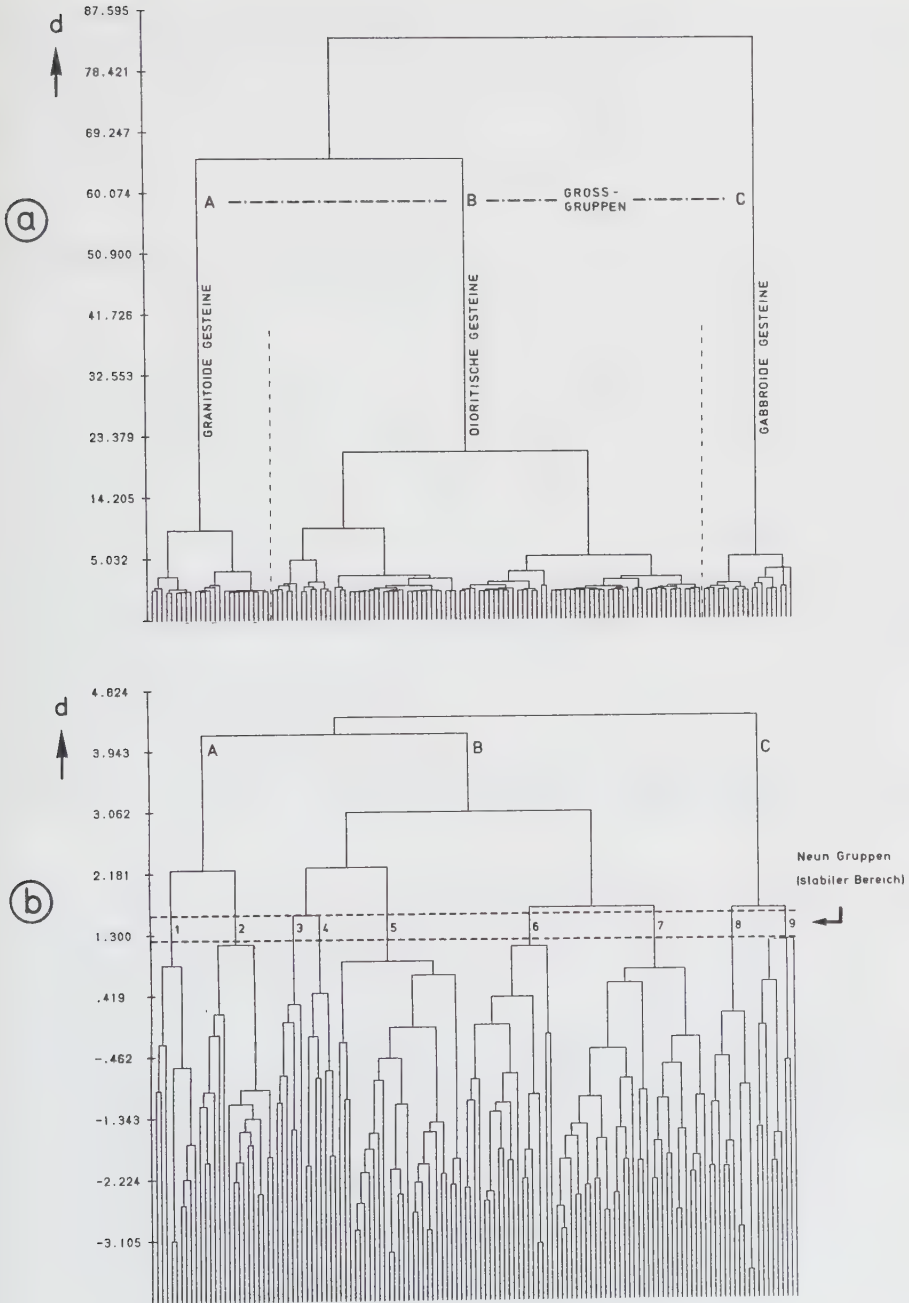


Abbildung 9 a+b: Graphische Darstellung des Ergebnisses einer Clusteranalyse mit linearer (a) und logarithmischer (b) Y-Achse.

Aus Abb. 9 a können folgende Informationen gewonnen werden:
Es gibt 3 sich stark voneinander abgrenzende Großgruppen. Sie sind mit A, B und C bezeichnet. Unter Gruppe A fallen ausschließlich granitoide Proben. Gruppe B enthält alle Diorite, sowie eine als granitoid einzustufende Probe, Gruppe C enthält ausschließlich Gabbros. Die berechnete Gruppierung ist somit klar nachvollziehbar und belegt die Anwendbarkeit dieses statistischen Verfahrens. Hervorzuheben ist, daß die Dioritgruppe sich zuerst mit der Gruppe granitoider Proben vereint und somit auch hier die Gabbros als geochemisch isolierte Gruppe auftreten.

Die logarithmische Art der Darstellung in Abb. 9 b gibt einen besseren Einblick, wann sich einzelne Proben oder Probengruppen vereinigen. Im Detail soll hier jedoch nicht näher darauf eingegangen werden, zumal nicht jede Vereinigung sinnvoll interpretierbar ist. Auf Grund der mathematischen Grundlagen dieses Rechenverfahrens läßt sich sagen, daß dann, wenn die Anzahl der Cluster über einen möglichst breiten Bereich der Distanzniveaus stabil bleibt, eine signifikante Gruppierung erreicht ist. Dieser Bereich ist in Abb. 9 b mit zwei gestrichelten Linien eingezeichnet. Es ergeben sich 9 Cluster, zwei für die Großgruppe A, fünf für B und zwei für C. Die Dioritgruppe wird somit am stärksten aufgeschlüsselt. Die Gruppen sind in Abb. 9 b von 1 bis 9 durchnummeriert. Die Gruppen setzen sich (in Abb. 9 b jeweils von links nach rechts) wie folgt zusammen:

Großgruppe A - Granitoide Gesteine:

Gruppe 1: EB11 , EB49 , EB8 , EB14 , EB13M, EO4 , EO5 , EO6 , EO7

Dies sind ausschließlich die sauersten der untersuchten Nebengesteinsproben mit SiO_2 - Gehalten von 68 - 74%. Es handelt sich hierbei um Proben des Ödwieser Granits, sowie des Nebengesteins der Lokalität Boxberg.

Gruppe 2: EB2 , EB47 , EO8 , EB48 , EB6M , EB3 , EB50 , EO9 , EO10 , EO11 , EO3 , MW Garmerberg , EO1 , EO2 , EO12 , VG21

Die granitoiden Gesteine dieser Gruppe variieren - ohne

Überlappung zu anderen Gruppen - im SiO_2 - Gehalt zwischen 63 und 67%. Neben Proben des Ödwieser Granits und Nebengesteinen der Lokalität Boxberg (wie in Gruppe 1) fällt in diese Gruppe auch der Mittelwert der 14 untereinander sehr ähnlichen Proben der Lokalität Garmerberg.

Großgruppe B - Intermediäre Magmatite:

Gruppe 3: EB4-1, EB7M, EB9M, EB18, EB1M, EB20

Dies sind mit Ausnahme der Probe EB20 die Orthopyroxen- und Amphibol- führenden feinkörnigen Diorite der Lokalität Boxberg, die als dm-große Knollen im Nebengestein aufgeschlossen sind. Probe EB20 wurde bisher den Gabbros zugerechnet.

Gruppe 4: EB41, EM6, EB19, VG24, EM4, EM5, EM1M

Gruppe 4 vereinigt alle mafitreichen Diorite der Lokalität Grönbühel (Typ I, vgl. Kap 5.1.2.1.). Hinzu kommen zwei mittelkörnige Diorite der Lokalität Boxberg (EB41, EB19), sowie ein isolierter Lesestein (Probe VG24) in der Nähe der Lokalität Ochsenberg. Gruppe 4 vereinigt sich zunächst mit Gruppe 3.

Gruppe 5: EB51, ES19, ES11, ES7, ES8, LG1, ES16, EH1, EH4, EH2, ES9, ES10, ES4, ES3M, ES5, ES17, ES18, LG2, ES13, ES14, ES15, ES6, ES12, ES20, ES21, VO15

Hier werden alle Proben der Lokalität Sicklasberg vereinigt, mit Ausnahme von drei Proben, die aus dm- großen, kugeligen Dioritkörpern am Rand des Vorkommens entnommen wurden (siehe Gruppe 6). Auch drei der vier Proben vom Vorkommen Hohe Leiten, das ebenfalls im durch Gneis aufgebauten westlichen Teil des Arbeitsgebietes liegt, fallen in diese Gruppe. Hinzu kommen noch zwei Proben eines in vielfacher Hinsicht mit Sicklasberg vergleichbaren Vorkommens auf Blatt Lalling (Greisinger Hochwald). Die Clusteranalyse stellt diese Gruppe in engeren Zusammenhang zu den Gruppen 3 und 4.

Gruppe 6: ES2-3, ES1M, EB45, EB12M, EB44, VG3, VG23, EB46, EB43, EB42, EH3, VO1, VO2, EO13, LQ2, LQ1, LQ4, EB36, ES22

Diese Gruppe vereinigt die hornblendefreien Ganggranodioritproben der Lokalität Boxberg. Auch die übrigen Proben (mit Ausnahme der drei Sicklasbergproben und der mittelkörnigen Probe EB36) gehören nach ihren petrographischen Merkmalen eindeutig zu den Ganggranodioriten (siehe Kap.5.1.1.1.).

Gruppe 7: EB38 , EB39 , VR1 , VG20 , EB40 , VO10 , VO11 , VO12 ,
EB37 , VO6 , VO7 , VO8 , VO5 , VG22 , VO9 , VO14 ,
VG2 , VO16 , VG18 , EM2 , EB35 , EM8 , VG19 , EM3 ,
EM7 , VO3 , VO13 , LQ3 , VO4 , EQ1 , VG1 , EB38/2

In Gruppe 7 dominieren die Proben der Lokalität Ochsenberg (13 von 16 Proben dieser Lokalität). Mit in diese Gruppe fallen auch die hornblendeführenden Ganggranodiorite der Lokalität Boxberg (EB40, EB38, EB37, EB39), sowie die mittelkörnige, hornblendeführende Probe EB35. Auch die Diorite vom Typ II der Lokalität Grünbühel (vgl. Kap. 5.1.2.2.) gehören zu dieser Gruppe. Gruppe 7 vereinigt sich mit Gruppe 6, bevor beide sich mit den Gruppen 3, 4 und 5 zusammenschließen.

Zusammenfassend läßt sich zur Gruppe intermediärer Magmatite sagen:

- Auffallend ist die weitgehend lokalitätenbezogene Aufteilung der Proben (mit einer gewissen Ausnahmestellung der Lok. Boxberg).
- Proben der Lokalität Boxberg finden sich in allen 5 Gruppen.
- Kleinste Vorkommen, die oft nur die Entnahme einer Probe zuließen, ordnen sich nach ihren geochemischen Merkmalen gut in die gebildeten Gruppen ein. Dies spricht bei der durch die Menge der Proben gegebenen statistischen Sicherheit zum einen dafür, daß vielfach eine größere Lokalität bereits das mögliche geochemische Spektrum eines "Typs" ausschöpft, und zum anderen, daß sich tatsächlich aus geochemischer Sicht die Diorite auf eine eng begrenzte Anzahl (n=5) von Typen reduzieren lassen.
- Berücksichtigt man die nomenklatorische Einstufung der intermediären Magmatite (siehe Kapitel 6), so lassen sich die fünf aus der Clusteranalyse hervorgegangenen intermediären Magmatitgruppen anhand des Großteils ihrer Proben charakterisieren als:

Gruppe 3: Typ basischer Diorit	(Typlokalität Boxberg)
Gruppe 4: Typ Quarz-Diorit	(Typlokalität Grünbühel)
Gruppe 5: Typ Tonalit	(Typlokalität Sicklasberg)
Gruppe 6: Typ Ganggranodiorit	(Typlokalität Boxberg)
Gruppe 7: Typ Granodiorit	(Typlokalität Ochsenberg)

wobei die basischen Diorite und die Quarz-Diorite (Gruppe 3 und 4) nach der Clusteranalyse mehr dem Typ Tonalit (Gruppe 5) nahestehen, und der Typ Granodiorit (Gruppe 7) mehr den Ganggranodioriten (Gruppe 6).

Großgruppe C - Gabbroide Gesteine

Gruppe 8: EB21 , EB22 , EB23 , EB24 , EB25 , EB26 , EB15 , EB16 ,
EB17 , EB10M

Die Proben EB15, EB16, EB17 und EB10M sind kantigen, dm- großen Gabbroschollen entnommen, die in saures granitoides Gestein (das der Gruppe 1 zugeordnet wurde) eingebettet sind. Alle derartigen Gabbroproben fallen in diese Gruppe.

Gruppe 9: EB27 , EB28 , EB33 , EB31 , EB34/1, EB32 , EB29 , EB30,
EB34/2

Auch diese Gruppe enthält ausschließlich gabbroide Gesteinsproben.

8. DIE NEUN GESTEINSGRUPPEN

Die statistische Bearbeitung der Gesamtgesteinsanalysen führte zu neun Gesteinsgruppen. Das Ziel dieses Kapitels ist, das Verhalten der untersuchten Elemente in den neun Magmatitgruppen aufzuzeigen, und Argumente für die nachfolgende genetische Deutung der basischen und intermediären Magmatite zu sammeln.

8.1. VERHALTEN DER ANALYSIERTEN ELEMENTE (NACH CLUSTERANALYSE)

Vor allem für die fünf Gruppen intermediärer Magmatite stellt sich zum einen die Frage, welche der in die Clusteranalyse eingegangenen Elemente durch geringe Variation in ihren Gehalten die in Kap. 7.2. betrachteten Gruppen bevorzugt charakterisieren, und zum anderen, welche Elemente die jeweilige Gruppe am eindeutigsten von den restlichen Gruppen abgrenzen. Als Maß dafür läßt sich zum einen der f -Wert heranziehen. Dies ist der Quotient der Varianz des Elementes i in einer Gruppe durch die Varianz des Elementes i in allen Proben. Je kleiner also der f -Wert, desto geringer ist die Variation des Elements in der entsprechenden Gruppe, gemessen an der Gesamtvariation dieses Elements. In Tabelle 6 sind die 8 Elemente jeder Gruppe mit den niedrigsten f -Werten, geordnet nach steigendem f -Wert, aufgelistet.

Eine zweite Größe, der sogenannte T -Wert, ist ein Maß dafür, welche Elemente sich am stärksten auf Grund ihrer Gehalte in der jeweils betrachteten Gruppe, von dem durch alle Proben gekennzeichneten Gehalten absetzen. Er errechnet sich aus der Differenz von Mittelwert des Elementes i in einer Gruppe minus Mittelwert aller Proben geteilt durch die Standardabweichung des Elementes i für alle Proben. In Tabelle 7 sind die vier Elemente jeder Gruppe mit den höchsten T -Werten, geordnet nach fallendem T -Wert, aufgelistet (Vorzeichen unberücksichtigt). Hierbei sind die Absolutwerte des T -Wertes nicht von Interesse. Es ist trivial, daß die "Randgruppen" Granit und Gabbro die höchsten

Werte erreichen. Von Bedeutung ist aber, vor allem für die intermediären Proben (Großgruppe B), die relative Reihenfolge der Elemente in jeder Gruppe.

Groß-Gruppe	A		B					C	
Gruppe	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	MgO 0.01	MgO 0.01	Cr 0.01	MgO 0.06	K ₂ O 0.02	Cr 0.06	Cr 0.04	Zr 0.02	Ba 0.02
	Cr 0.03	CaO 0.02	MgO 0.04	Sr 0.14	SiO ₂ 0.05	CaO 0.09	CaO 0.06	TiO ₂ 0.03	Rb 0.02
	TiO ₂ 0.04	SiO ₂ 0.05	Al ₂ O ₃ 0.04	Rb 0.15	Zr 0.05	FeO 0.12	Ni 0.07	Na ₂ O 0.04	Zr 0.04
	CaO 0.05	Ni 0.08	FeO 0.06	CaO 0.16	FeO 0.05	Ni 0.12	MgO 0.07	SiO ₂ 0.06	K ₂ O 0.04
	Ni 0.07	Cr 0.10	SiO ₂ 0.07	Zn 0.17	Mn 0.06	Mn 0.13	SiO ₂ 0.09	MgO 0.08	P ₂ O ₅ 0.04
	Al ₂ O ₃ 0.09	TiO ₂ 0.10	K ₂ O 0.07	SiO ₂ 0.17	MgO 0.08	TiO ₂ 0.13	K ₂ O 0.11	P ₂ O ₅ 0.08	TiO ₂ 0.05
	Nb 0.10	K ₂ O 0.11	Y 0.08	Y 0.18	Ba 0.08	MgO 0.13	TiO ₂ 0.11	Nb 0.08	CaO 0.06
	SiO ₂ 0.10	FeO 0.17	Ba 0.08	Al ₂ O ₃ 0.19	TiO ₂ 0.09	SiO ₂ 0.16	Mn 0.12	Ba 0.10	Mn 0.08

Tabelle 6: Liste der f-Werte nach Clusteranalyse. Erläuterungen siehe Text.

Groß- gruppe	A		B					C	
Gruppe	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	FeO 2. 5	Mn 1.35	K ₂ O 1.83	FeO 1.65	Na ₂ O 1.11	Rb 0.69	Zr 1.14	CaO 1.70	Cr 2.51
	Mn 2.29	FeO 1.24	Rb 1.53	TiO ₂ 1.55	TiO ₂ 0.50	Y 0.67	P ₂ O ₅ 1.03	MgO 1.70	MgO 2.30
	Zn 2.26	SiO ₂ 1.15	Ni 1.52	Mn 1.38	FeO 0.40	Sr 0.51	Ba 1.00	Nb 1.54	Al ₂ O ₃ 2. 8
	SiO ₂ 2.25	Sr 1.09	TiO ₂ 1.36	Zn 1.12	Mn 0.37	CaO 0.49	Nb 0.68	Ba 1.53	Ni 2.25

Tabelle 7: Liste der T-Werte nach Clusteranalyse. Erläuterungen siehe Text.

Betrachtet man neben den Tabellen 6 und 7 auch Tabelle 8, wo die Mittelwerte der chemischen Analysen jeder Gruppe, sowie deren CIPW- Normberechnung aufgelistet sind (von links nach rechts nach steigendem SiO₂- Gehalt geordnet), so lassen sich zusammenfassend für die drei Großgruppen folgende Aussagen treffen:

Zu den Gabbros (Gruppe 8 und Gruppe 9):

Das Gabbrovorkommen vom Boxberg ist einerseits durch einen weitgehend vom Nebengestein (im heutigen Aufschlußniveau) unbeeinflußten, K₂O- armen Typ charakterisiert (Gruppe 9), sowie andererseits durch einen unterschiedlich stark chemisch veränderten Typ (Gruppe 8). Letzterer unterscheidet sich vom K₂O- armen Gabbro im Chemismus durch deutlich höhere Gehalte an Ti, K, P, Sc, Rb, Y, Zr, Ba, Hf, Ta, Th und allen SEE. Es sind dies überwiegend Elemente, die in der Kruste gegenüber dem K₂O-armen Typ angereichert sind, sich aber zum Teil auch im Verlauf einer Kristallisations-

Mittelwerte der 9 Gesteinsgruppen

Gesteins- typ	Gabbro		bas. Diorit	Qz- Diorit	Tonalit	Grano- diorit	Gang- grano- diorit	Grani- toide Gesteine	saure Granite
	K ₂ O-arm	K ₂ O-reich							
Gruppe	9	8	3	4	5	7	6	2	1
S102	50.3	51.9	52.1	53.5	57.9	58.2	60.4	64.7	70.6
T102	.61	1.00	2.34	2.45	1.82	1.86	1.63	1.01	.39
AL203	18.7	17.4	16.9	15.8	16.3	16.0	16.0	15.6	14.4
FE203	.83	1.05	1.36	1.17	.93	.95	.97	.66	.34
FeO	6.82	6.87	8.43	9.08	6.88	6.58	5.92	3.99	1.90
MnO	.12	.14	.16	.16	.12	.12	.10	.06	.03
MgO	8.38	7.14	6.01	4.11	3.67	2.80	2.75	1.64	.72
CaO	9.35	8.69	7.72	6.22	4.89	4.58	3.87	2.57	1.54
Na2O	2.68	2.86	2.26	2.89	2.29	3.13	2.89	3.17	3.27
K2O	.92	1.56	.93	2.24	3.19	3.70	3.69	4.64	5.20
P2O5	.16	.23	.54	.69	.53	.74	.58	.45	.23
SUMME	98.87	98.84	98.75	98.31	98.52	98.66	98.80	98.49	98.62
SC	22.8	32.4	29.7	26.0	20.6	21.2	21.0	12.5	5.7
CR	311	189	103	63	55	29	35	40	17
CO	55	52	71	62	54	51	46	42	35
NI	92	46	74	27	39	25	25	21	<20
ZN	59	87	86	124	91	109	99	57	<15
RB	28	80	42	85	122	128	166	184	200
SR	500	479	482	403	398	392	323	266	181
Y	11	22	25	37	34	46	46	45	34
ZR	116	157	322	469	402	651	501	482	214
NB	<10	<10	27	29	27	33	29	19	<10
CS	2.66	2.77	3.18	3.27	3.25	2.98	4.01	2.18	2.30
BA	347	496	750	1074	1233	1508	1176	1206	699
HF	2.23	4.68	6.67	10.67	10.71	16.75	15.13	14.85	8.79
TA	.42	.70	1.68	1.31	2.01	2.14	2.13	1.66	1.30
TH	1.18	5.57	3.18	5.30	7.20	10.05	10.43	29.19	42.58
U	<1.00	1.04	<1.00	3.00	3.12	5.42	1.70	4.30	5.84
LA	13.9	19.8	36.7	56.4	53.5	94.2	70.8	102.0	69.4
CE	31.7	41.7	76.2	97.0	104.3	168.1	125.2	181.2	127.2
ND	12.7	18.1	34.9	46.3	49.9	73.7	52.8	80.2	55.7
SM	2.61	3.61	7.57	11.60	10.78	16.85	10.97	14.28	9.84
EU	1.05	1.28	1.74	2.35	1.97	2.25	1.74	1.78	.88
TB	.39	.60	1.14	1.62	1.79	1.94	1.54	1.58	1.31
YB	1.13	1.85	3.20	2.79	3.66	3.99	3.75	3.31	2.12
LU	.17	.29	.47	.43	.49	.55	.60	.42	.20
Mg/(Mg+Fe)	.53	.48	.38	.29	.32	.27	.29	.26	.25
K/RB(•10 ⁻³)	.27	.16	.18	.22	.22	.24	.18	.21	.22
RB/SR	.06	.17	.09	.21	.31	.33	.51	.69	1.10
LA _N /YB _N	8.23	7.16	7.67	13.52	9.77	15.79	12.62	20.61	21.89
EU/EU*	1.24	1.06	.71	.64	.55	.45	.50	.43	.29
CIPW-NORM									
AB	22.94	24.48	19.37	24.87	19.67	26.84	24.75	27.23	28.06
OR	5.50	9.33	5.57	13.46	19.13	22.16	22.07	27.84	31.16
AN	36.69	30.38	33.64	23.93	21.11	18.13	15.60	9.96	6.22
Q	---	---	6.93	5.87	13.99	10.22	15.45	19.74	27.14
DI	7.43	9.52	1.28	2.39	---	---	---	---	---
HY	14.09	18.14	25.46	21.39	18.50	15.63	14.59	9.45	4.47
HY-EN	9.21	11.46	14.79	9.86	9.28	7.07	6.93	4.15	1.82
HY-FS	4.88	6.68	10.66	11.52	9.22	8.56	7.66	5.31	2.66
OL	10.59	4.14	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.22	1.54	2.00	1.73	1.37	1.40	1.42	.97	.50
IL	1.17	1.92	4.50	4.73	3.51	3.58	3.13	1.95	.75
AP	.38	.55	1.30	1.66	1.27	1.78	1.39	1.08	.55
C	---	---	---	---	1.48	.29	1.62	1.79	1.16
DI	28.44	33.81	31.86	44.21	52.79	59.23	62.28	74.82	86.35

Tabelle 8: Auflistung gemittelter chemischer Analysen für die neun Gesteinsgruppen nach dem Ergebnis der Cluster-Analyse, sowie die daraus berechnete CIPW-Norm. Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm.

differentiation in der Restschmelze anreichern. Der vom Krustenmaterial beeinflusste Gabbrotyp soll im folgenden als K₂O-reicher Gabbro bezeichnet werden. Deutlich niedrigere Gehalte ergeben sich für Al, Mg, Ca, Cr und Ni, was, in der Entwicklung vom K₂O-armen Gabbro aus, für einen Entzug von Pyroxen und/oder Olivin aus der Schmelze spricht. CIPW-normativ enthalten beide Gabbrotypen keinen Quarz und es errechnet sich ca. 10% normative Olivinkomponente für den K₂O-armen Typ und nur noch ca. 4% Ol für den K₂O-reichen Gabbro.

Es sind vor allem die bevorzugt in Akzessorien gebundenen Spurenelemente wie Zr, Ti und P, die laut Tabelle 6 in beiden Gabbrogruppen geringe Streuungen aufweisen. Dies deutet an, daß möglicherweise voneinander unabhängige Vorgänge, wie Kristallisationsdifferentiation bzw. postmagmatische Veränderungen, die stärkere Streuung der Hauptelemente Fe, Mg, Ca und K verursachten, und nicht die unterschiedliche Menge von assimiliertem Nebengestein, da dann auch eine größere Streubreite der oben angesprochenen Spurenelemente wahrscheinlich wäre.

Zu den intermediären Magmatiten (Gruppen 3,4,5,6,7):

Die fünf Typen intermediärer Magmatite ließen sich aus den bisherigen Ergebnissen wie folgt charakterisieren:

Gruppe 3 (n= 6):	basischer Diorit	(Typlokalität Boxberg)
Gruppe 4 (n= 7):	Quarz-Diorit	(Typlokalität Grünbühel)
Gruppe 5 (n=26):	Tonalit	(Typlokalität Sicklasberg)
Gruppe 6 (n=19):	Ganggranodiorit	(Typlokalität Boxberg)
Gruppe 7 (n=32):	Granodiorit	(Typlokalität Ochsenberg)

Betrachtet man die Mittelwertsgehalte (siehe Tab. 8) der fünf Gruppen untereinander im Vergleich, so ergeben sich für die Gruppen folgende typische Merkmale (Tabelle 9):

Gruppe	Die höchsten Gehalte an	Die niedrigsten Gehalte an
3	Al ₂ O ₃ , MgO, CaO, Sc, Cr, Co, Ni, Sr	SiO ₂ , Na ₂ O, K ₂ O, Zn, Rb, Y, Zr, Ba, Hf, Th, U, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb
4	TiO ₂ , FeO, Zn, Eu	Al ₂ O ₃ , Ta, Yb, Lu
5		
6	SiO ₂ , Rb, Y, Cs, Th, Lu	TiO ₂ , FeO, MgO, CaO, Co, Sr
7	Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ , Zr, Ba, Hf, Ta, U, La, Ce, Nd, Sm, Tb, Yb	Cr, Ni, Cs

Tabelle 9: Extremgehalte der Elemente innerhalb der fünf intermediären Gruppen. Erläuterungen siehe Text.

Tabelle 9 stellt klar heraus, daß die Gruppen 3 und 7 bevorzugt die extremen Gehalte der untersuchten Elemente beinhalten. So ist Gruppe 3 durch die höchsten Gehalte der Erdalkalielemente Mg und Ca, sowie der mantelkompatiblen Elemente Cr, Ni, Co und Sc geprägt. Analog dazu finden sich in dieser Gruppe auch die niedrigsten Gehalte von lithophilen Elementen, wie K, Rb, Ba, Hf, Th und SEE. In vielfacher Hinsicht stellt Gruppe 7 den Gegenpol dieser Elementgehaltsverteilung dar. Zu den übrigen Gruppen ist zu sagen: Gruppe 5 beinhaltet überhaupt keine Elementgehaltsextrema. Dies stellt Gruppe 5 betont in die Position eines Zwischenglieds, bzw. eines Zwischenstadiums von noch zu diskutierenden genetischen Entwicklungsmodellen. Gruppe 4, die auch zum basischeren Teil der intermediären Magmatite zu rechnen ist, zeichnet sich durch die höchsten Gehalte an Ti, Fe und Zn aus, wobei aber auch Gruppe 3, im Vergleich zu den übrigen Gruppen, sehr hohe Ti- und Fe-Gehalte

aufweist. Dies spricht bei beiden Gruppen für einen hohen Anteil an Ilmenit (siehe auch Rittmann-Norm, Tab 5 , höchster Ilmenitwert: 2.6%, Gruppe 3 - CIPW-Norm, Tab 8 , höchster Ilmenitwert: 4.7%, Gruppe 4). Nach DEER et al. (1966) tritt Ilmenit bevorzugt in Pyroxen-betonten basischen Magmatiten (und nicht in Olivin-betonten) in größerer Menge auf, wobei es sich beim Pyroxen meist um Orthopyroxen handelt. Dies steht im Einklang mit den Ergebnissen der Mikroskopie.

Ein Vergleich mit den beiden Gabbrogruppen zeigt für diese wesentlich niedrigere normative Ilmenitgehalte. Auch dies ein Hinweis darauf, daß beim Gabbro Klinopyroxen und/oder Olivin die wesentlichen primären mafischen Komponenten darstellten.

Tabelle 6 zeigt für alle intermediären Magmatitgruppen gemeinsam betrachtet keine besonders hervorzuhebenden Elementgruppen. Es sind aber dennoch bevorzugt die Elemente Cr, Mg, Ca und Fe, die eine jeweilige Gruppe mit engen Bereichsgrenzen charakterisieren. Das bedeutet, daß speziell für diese Elemente (die überwiegend in mafischen Phasen gebunden sind) der Entwicklungspfad zu den jetzt gegebenen Gehalten von nur wenigen Variablen abhängig war (z.B. nur "passive Verdünnung" durch Zufuhr anderer Elemente, oder fraktionierte Kristallisationsdifferentiation z.B. von Pyroxen, Hornblende, Plagioklas). Vergleiche hierzu auch die Harker-Diagramme in den Abbildungen 8a, 8b und 8d.

Tabelle 7 zeigt, daß für jede Gruppe andere Elemente relativ extreme Gehalte (gemessen an den übrigen Gruppen) aufweisen. Für Gruppe 3 sind dies die niedrigen Alkaligehalte, für Gruppe 4 Fe und Ti (siehe oben), für Gruppe 5 die niedrigen Na-Gehalte und für Gruppe 7 die (in Akzessorien gebundenen) hohen Anteile an Zr und P.

Bemerkenswert ist noch, daß die Gruppen 5, 6 und 7 in der CIPW-Norm Korund führen. Bei Gruppe 5 und 6 ergibt sich ein gegenüber der Gruppe 7 fünffach höherer C- Gehalt. Dies könnte bedeuten, daß bevorzugt die Gruppen 5 und 6 Al-reiches Nebengestein assimiliert haben.

Zu den granitoiden Gesteinen (Gruppen 1 und 2):

Die Gruppen 1 und 2 repräsentieren das granitoide Krustenmaterial des Arbeitsgebietes. Alle Proben dieser zwei Gruppen stehen entweder in direkter Beziehung zu intermediären Magmatiten, oder stellen Gesteinstypen dar, für deren Genese die Beteiligung basischer Magmatite gefordert wurde (z.B. SCHULZ, 1982). Die Aufteilung in zwei Gruppen ergibt bei vielen Elementen sich nicht überschneidende Gehaltsbereiche. So liegen die SiO_2 -Gehalte für Gruppe 2 zwischen 63 und 67%, für Gruppe 1 zwischen 68 und 74%.

Gruppe 1 beinhaltet die sauersten der untersuchten Nebengesteinsproben. Hier werden die maximalen Gehalte aller untersuchten Proben für Si, Na, K, Rb, Th und U erreicht.

Gruppe 2 vereinigt Proben, die chemisch zwischen den SiO_2 -reichsten intermediären Magmatiten und Gruppe 1 vermitteln. Es sind Proben von petrographisch sehr unterschiedlichem Charakter: Ödwieser Granit (EO1,2,3,8,9,10,11,12), Kristallgranit (EB47), Paragranodiorit (EB50) und granitoides Gestein ähnlich dem Kristallgranit, aber mit weniger Kalifeldspateinsprenglingen (EB2,48,6M,3), sowie kleinkörnige Gesteine, die die geologische Karte (OTT, 1979) als Quarz-Glimmerdiorit ausweist (MW Garmerberg, VG21). Kennzeichnend für diese Gruppe ist, daß hier die höchsten Gehalte an Leichten Seltenen Erdelementen erreicht werden.

Tabelle 6 weist Ca und vor allem Mg als die Elemente aus, die die geringsten Streuungen innerhalb der Gruppe 1 und 2 aufweisen. Dies deutet auf ein konservatives Verhalten dieser Elemente bei Granitisationsprozessen in der Kruste.

Parallel zu der hier diskutierten Clusteranalyse wurde auch der Versuch unternommen, die Gneisproben mit in eine Clusteranalyse einzubeziehen. Das Ergebnis war, daß die Gneise in Großgruppe A den granitoiden Gesteinen zugeordnet wurden, daß aber die 11 Perlgneisproben eine Gruppe für sich bildeten, und die 4 Cordieritgneisproben desgleichen. Die beiden granitoiden Gruppen (Gruppe 1 und 2) blieben, aus dem Blickwinkel der sie bildenden Proben, unverändert. Dies zeigt neben den Harker-Diagrammen noch-

mal eindeutig, daß sich die Gneise klar von den granitoiden Gesteinen chemisch abgrenzen lassen. Zur Verdeutlichung sind in Tabelle 10 die Mittelwerte der Chemischen Analysen von grobkörnigem Cordierit-Sillimanit-Gneis, Perlgnais und von granitoiden Gesteinen einander gegenübergestellt.

Der chemische Vergleich von grobkörnigem Cordierit-Sillimanit-Gneis mit Perlgnais und Ödwieser Granit ergibt für den Perlgnais, anhand der Mehrzahl der Elemente, die Position eines Zwischengliedes vom Cord.-Sill.-Gneis zum Ödwieser Granit. Anhand von Ti, Zr und Ba wird aber auch deutlich, daß komplexere Vorgänge anzunehmen sind, als eine vom grobkörnigen Cord.-Sill.-Gneis ausgehende, kontinuierliche Veränderung aufgrund eines einzigen Vorganges (wie z.B. "zumischen" einer granitischen Komponente). Tabelle 10 verdeutlicht auch die Unterschiede zwischen Ödwieser Granit und den unter "Granitoides Nebengestein" zusammengefaßten Gesteinstypen. Immerhin für CaO (24%), P_2O_5 (23%), Cr (84%), Rb (25%), Sr (30%), und Ba (28%) ergeben sich Abweichungen über 20%. Zieht man - entsprechend der Unterteilung des Ödwieser Granits in eine Kern- und eine Randfazies (SCHULZ, 1982) - nur die Proben des Kernbereichs zum Vergleich heran, so zeigen nur Cr (128%), Ni (44%) und Zn (46%) Abweichungen über 20%. Somit zeigt sich eine weitgehende geochemische Übereinstimmung zwischen dem Kernbereich des Ödwieser Granit und dem granitoiden Nebengestein der Lokalitäten intermedärer und basischer Magmatite.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	63.8	66.5	66.3	64.2	70.0	64.4
TiO ₂	0.87	0.74	0.91	1.15	0.48	0.96
Al ₂ O ₃	17.5	16.0	15.0	15.4	14.4	15.9
Fe ₂ O ₃	0.83	0.40	0.41	0.54	0.20	0.82
FeO	6.94	4.25	3.81	4.53	2.54	3.75
MnO	0.16	0.07	0.06	0.08	0.04	0.06
MgO	2.05	1.91	1.44	1.83	0.76	1.63
CaO	0.58	1.55	2.10	2.53	1.28	2.75
Na ₂ O	1.40	2.83	3.07	3.06	3.13	3.31
K ₂ O	3.86	3.80	4.78	4.52	5.20	4.63
P ₂ O ₅	0.13	0.21	0.37	0.48	0.21	0.48
Summe	98.12	98.26	98.25	98.32	98.24	98.69
Cr	137	97	46	57	29	25
Co	50	48	41	44	39	42
Ni	35	36	22	26	19	18
Zn	35	58	55	70	22	48
Rb	125	157	210	190	241	168
Sr	147	190	210	244	151	301
Y	45	38	44	45	45	46
Zr	283	220	423	510	282	489
Nb	13	11	18	21	12	19
Ba	1081	782	979	1120	764	1352

- 1 - Grobkörniger Cordierit-Sillimanit-Gneis (n= 4)
- 2 - Perlgneis (n=11)
- 3 - Ödwieser Granit (n=13)
- 4 - Kernbereich des Ödwieser Granits (n= 6)
- 5 - Randbereich des Ödwieser Granits (n= 7)
- 6 - Granitoide Nebengesteine der Lokalitäten Boxberg, Grünbühel, Ochsenberg (Paragranodiorit, Kristallgranit, Mittelkörniger Granit) (n= 8)

Tabelle 10: Mittelwerte der Chemischen Analysen für Gneise und Granitoide Gesteine des Arbeitsgebietes.

8.2. VARIATIONS DIAGRAMME FÜR SiO_2 UND MgO

In Abb. 10 a-f ist die Variation von FeO , TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Ba und Zr als Funktion von SiO_2 bzw. MgO dargestellt. Diesbezüglich zeigt ein Blick auf Tab. 6, daß neben SiO_2 vor allem MgO mit am besten geeignet ist, möglichst alle Gruppen mit für sie signifikanten, gering streuenden Gehaltsbereichen darzustellen. Abb. 10 a-f soll vor allem - exemplarisch anhand der ausgewählten Elemente - herausstellen, wie sich die aus der Clusteranalyse hervorgegangenen neun Gruppen in Abhängigkeit von Elementpaaren zueinander verhalten.

Im Detail lassen sich folgende Aussagen treffen:

Zu SiO_2 :

Für SiO_2 ergibt sich eine Aufteilung in vier voneinander abtrennbare Bereiche:

Von 48 - 56% SiO_2 die Gruppen 3, 4, 8 und 9

Von 56 - 63% SiO_2 die Gruppen 5, 6 und 7

Von 63 - 67% SiO_2 die Gruppe 2

Von 67 - 75% SiO_2 die Gruppe 1

Bei 63% SiO_2 ergibt sich somit eine gute Abgrenzung der intermediären Magmatite von granitoiden Gesteinen.

Zu MgO :

Für MgO zeigt sich - neben der Abgrenzung der Gruppe 1 (saurere Granite) für MgO unter 1 Gew.% - nur eine klare Trennmarke, und zwar fallen die Gruppen 2, 4, 5, 6 und 7 (intermediäre Magmatite und granitoide Gesteine) in den Bereich von 1 - 5 Gew.% MgO und die Gruppen 3, 8 und 9 (basischer Diorit und Gabbros) in den Bereich über 5 Gew.%.

Zu FeO :

FeO ist - wie TiO_2 - als Vertreter straffer Korrelation gegenüber SiO_2 dargestellt. Mit den Extremwerten in Gruppe 4 und Gruppe 1 ergibt sich ein schmales lineares Band (Gabbros nicht berücksichtigt). Ähnlich gruppieren sich die Cluster 1, 2, 6, 7, 5

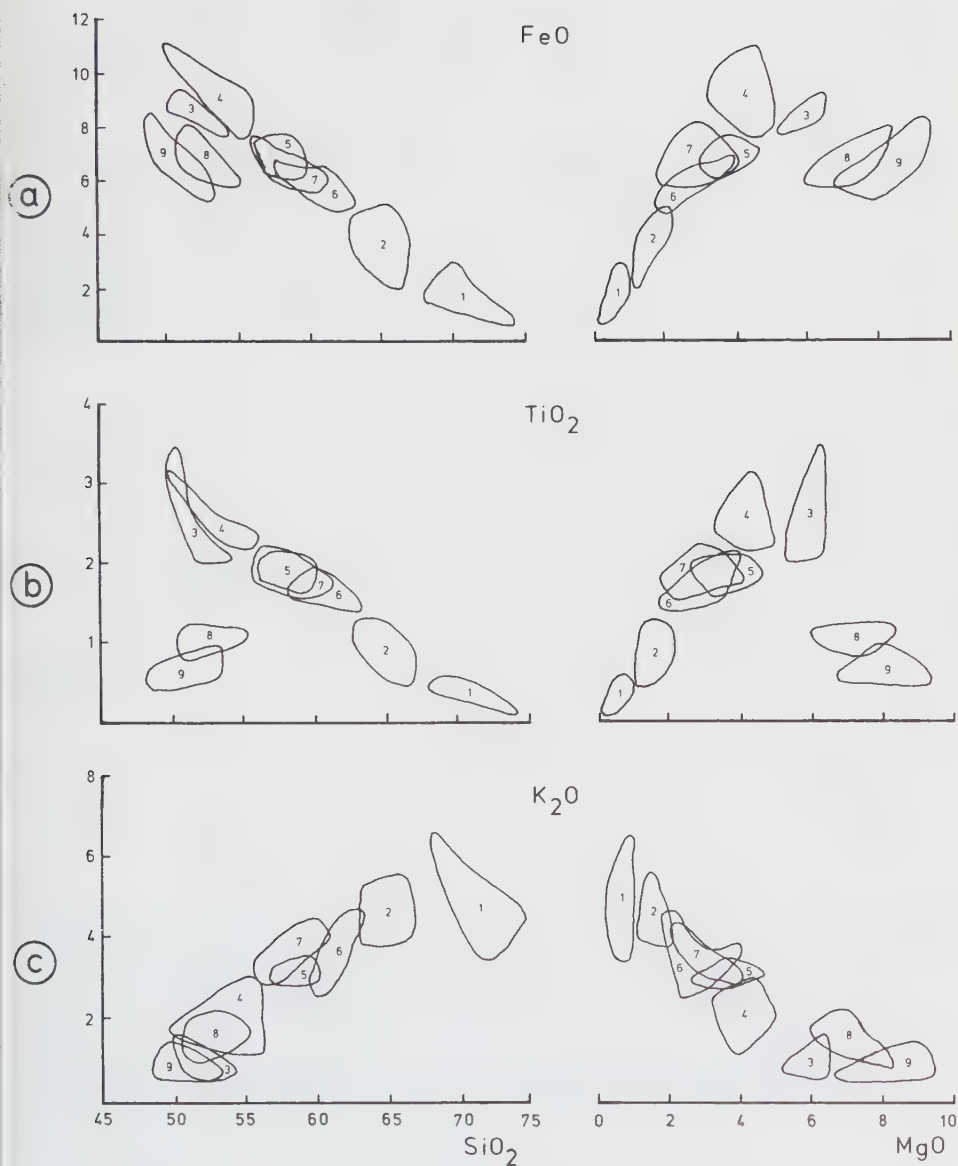


Abbildung 10 a-c: Variation von FeO, TiO₂ und K₂O für die neun Gesteinsgruppen in Abhängigkeit von SiO₂ und MgO. Gehaltsbereiche in Gew.-%. Erläuterungen siehe Text.

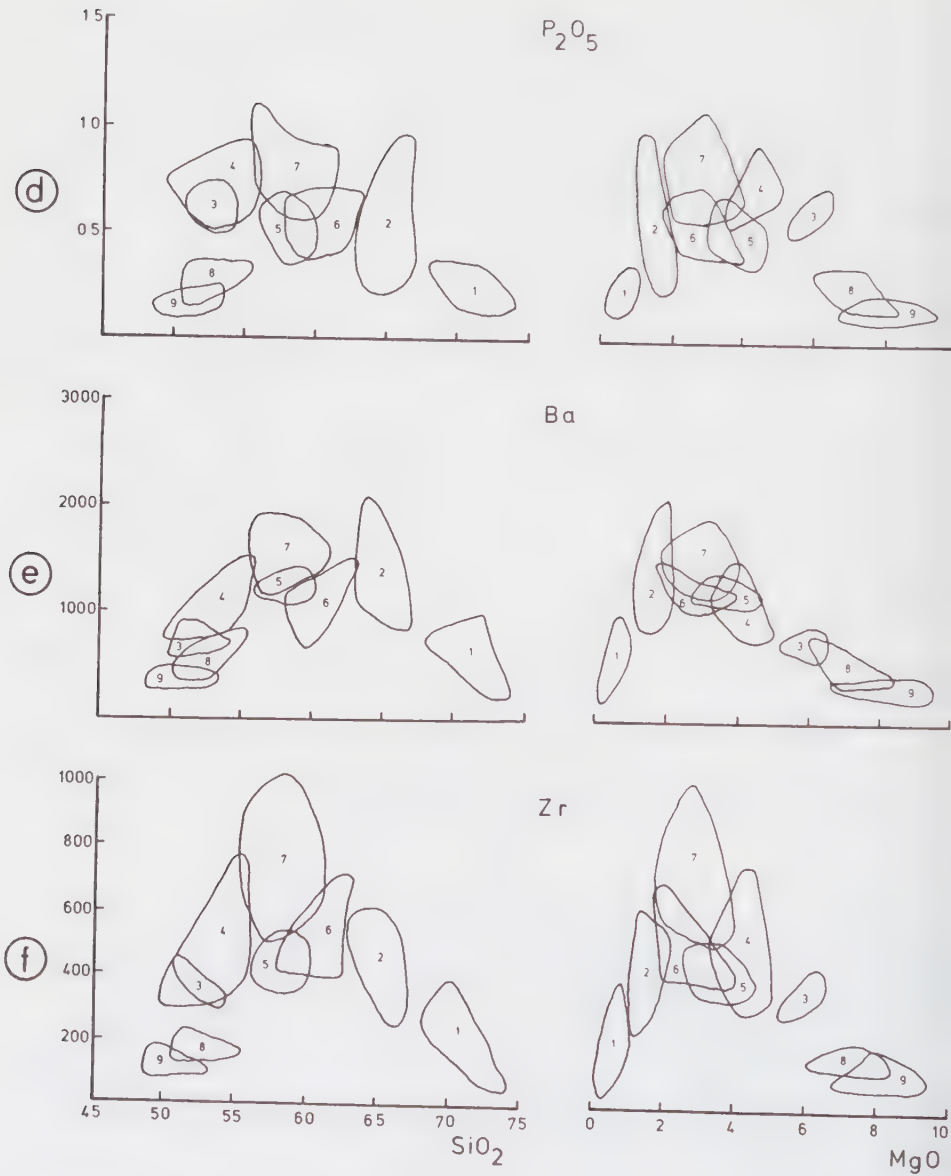


Abbildung 10 d-f: Variation von P_2O_5 , Ba und Zr für die neun Gesteinsgruppen in Abhängigkeit von SiO_2 und MgO . Gehaltsbereiche für Ba und Zr in ppm, für alle anderen in Gew.-%. Erläuterungen siehe Text.

und 4 auch in Abhängigkeit zu MgO. Hier ist aber eine deutliche Verbreiterung des Lagebereichs zu größeren MgO-Gehalten hin festzustellen. Die Gabbros liegen jeweils isoliert (vgl. auch Abb. 8 b, d, f). Für Gruppe 3 ergeben sich zwei mögliche Interpretationen: Zum einen als Bindeglied zwischen den Gabbros und Gruppe 4, zum anderen als zum linearen Band gehörige Gruppe.

Zu TiO_2 :

Das zu FeO gesagte trifft auch für TiO_2 zu, wobei jetzt Gruppe 3 eindeutig dem linearen Band zuzurechnen ist und die Gabbros nochmals deutlicher isoliert erscheinen.

Die bisher diskutierten Elemente (Si), Mg, Fe und Ti sind die wesentlichen gemeinsamen Bestandteile der in den Gesteinen beobachtbaren Phasen Klinopyroxen, Orthopyroxen, Amphibol, Biotit und Ilmenit. Klammert man die Gabbros aus, so ergeben sich für diese Elemente aus den linearen Abhängigkeiten (siehe Abb. 10) folgende Verhältniszahlen:

MgO : FeO	von	0.3 : 1	bis	1.0 : 1	(im Mittel bei 0.5 : 1)
MgO : TiO_2	von	3.0 : 1	bis	1.5 : 1	(im Mittel bei 2.0 : 1)
FeO : TiO_2	von	4.5 : 1	bis	3.0 : 1	(im Mittel bei 4.0 : 1)

D.h. auf einen Teil TiO_2 kommen zwei Teile MgO und vier Teile FeO, wobei diese Werte für den gesamten SiO_2 - Bereich von 50 - 75 Gew.% in erster Näherung gelten.

Zu K_2O :

K_2O zeigt eine - gegenüber FeO und TiO_2 - etwas schlechtere lineare Korrelation. Im basischen Bereich fallen Gabbros und Diorite zum Teil zusammen. Bemerkenswert ist, daß Gruppe 1 (saure Granite) die größte K_2O - Variation aller Gruppen zeigt - eine Beobachtung, die auf den mobilen Charakter von K_2O in dieser Gesteinsgruppe hinweist.

Den drei bisher diskutierten Hauptelementen sind in Abb. 10 d-f drei bevorzugt in Akzessorien gebundene Elemente gegenübergestellt: P, Ba, Zr.

Der guten linearen Korrelation (unter Ausklammerung der Gabbros) steht nun eine deutlich schlechtere gegenüber. Es zeigt sich in der Mehrzahl der Trend zu einer "hügelartigen" Anordnung. Auch Form und Lage der einzelnen Gruppenbereiche verändert sich in der Tendenz zu steilstehenden, aufgeweiteten Flächen. Deren Längs-erstreckung fällt häufig nicht mehr mit dem von allen Proben aufgebauten Trend zusammen. Für Gruppe 7, aber auch für die Gruppen 4, 6, 2 und 1 spiegelt sich in den Abbildungen eine starke Variabilität von akzessorischen Phasen wieder. Auf mögliche Ursachen dieses Verhaltens wird im weiteren Verlauf dieser Arbeit noch eingegangen. Das im intermediären Bereich liegende Gehaltsmaximum wird jeweils von Proben der Gruppe 7 gebildet. Die basischen Gruppen 3, 8 und 9 grenzen sich durch enge Lagefelder deutlich vom eben beschriebenen Verhalten ab. Auch Gruppe 5 erscheint mit ihrem enger begrenzten Feld als Ausnahme im intermediären Bereich. Dieses Verhalten läßt folgende Interpretation zu: Gruppe 5 läßt sich als einzige durch Verbindungslinien zweier anderer Gruppen, nämlich Gruppe 3 und 2, in allen dargestellten Diagrammen nahezu völlig abdecken. Dies ist ein erneuter Hinweis auf mögliche Mischungsvorgänge.

8.3. A - F - M DIAGRAMM

Abb. 11 gibt einen Überblick über die Lage der Gruppen im A-F-M - Dreieck. Die durchgezogene Linie trennt tholeiitische- von Kalk-Alkali-Serien (nach IRVINE & BARAGER, 1971). Alle Gruppen fallen danach fast ausschließlich in den Kalk-Alkali-Bereich. Die gestrichelte Kurve soll die gute Übereinstimmung des Lagefeldes der Proben dieser Arbeit mit anderen varistisch geprägten Gesteinsserien darstellen. Die Kurve gibt den Trend der Gesteine des Intrusivkomplexes von Querigut (Pyrenäen, Frankreich) wieder (aus FOURCADE & ALLEGRE, 1981). Die zu diesem Komplex gehörenden Gesteine reichen von Hornblende-Noriten über Gabbro-Diorite, Tonalite und Granodiorite bis hin zu porphyrischen Monzograniten, Biotit-Graniten und Muskovit-Graniten. Zur genetischen Interpretation dieser Serien standen sich zunächst zwei Modellvorstellungen gegenüber: 1. Die verschiedenen basischen und sauren Gesteine sind

das Ergebnis der Differentiation eines einzigen basischen Magmas (MARRE, 1973). 2. Zwei voneinander unabhängige Magmen, ein Albetontes basaltisches Magma sowie ein saures Magma, erzeugen durch gegenseitige Beeinflussung die verschiedenen Gesteine (LETERRIER, 1972). Diesen Vorstellungen stellten VITRAC-MICHARD & ALLEGRE (1975) ein Modell entgegen, das von einer Mischung zwischen differenzierter Mantel-Komponente und anatektischer Kruste ausgeht, wobei größere Mengen granitoider Schmelzen entstehen. Diese Vorstellung steht mit derjenigen von PROPACH & OLBRICH (1984) zur Genese intermediärer, varistischer Magmatite des Bayerischen Waldes (siehe Kap. 1.2.3.2.2.) in ähnlich guter Übereinstimmung, wie die Lagebereiche beider Gesteinsserien im A - F - M - Dreieck.

Diese Parallelisierbarkeit von geochemischem Verhalten der Gesteine und deren genetischer Deutung für verschiedene varistisch geprägte Gebiete, stärkt den Ansatz, für die im letzten Teil dieser Arbeit zu diskutierenden genetischen Entwicklungsmöglichkeiten der verschiedenen intermediären und basischen Magmatite des Arbeitsgebietes, die Ergebnisse von PROPACH & OLBRICH (1984) als Ausgangspunkt zu nehmen.

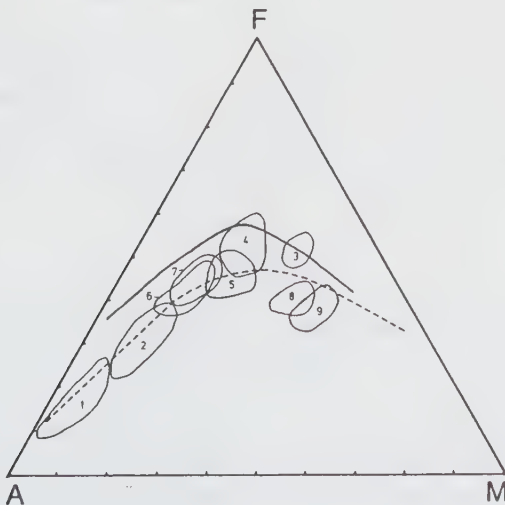


Abb. 11: Lage der neun Gesteinsgruppen im A - F - M - Dreieck. Durchgezogene Linie nach IRVINE & BARAGAR (1971), gestrichelte Linie nach FOURCADE & ALLEGRE (1981). Erläuterungen siehe Text.

8.4. SEE - VERTEILUNGSMUSTER

Abbildung 12 a zeigt das Verhalten der Seltenen Erdelemente (SEE) für die neun Gruppen, aufgetragen als Chondrit-normierte Werte (Chondritwerte aus NAKAMURA, 1974 mit Ausnahme von Tb, für das der Mittelwert aus HASKIN et al., 1968 verwendet wurde). In Abbildung 12 b sind vergleichende Daten dargestellt. Zum einen punktierte Flächen, wobei das gröber punktierte Feld den chondrit-normierten Lagebereich kontinentaler Tholeiite, das enger punktierte Feld den von Dioriten mit negativer Eu-Anomalie kennzeichnet (aus HENDERSON, 1984). Die fünf durchgezogenen Linien stellen chondritnormierte Analysen von Dioriten des Loch Doon Plutons in Schottland dar (TINDLE & PEARCE, 1981 und 1983). Diese fünf Analysen werden auch noch für die Abbildungen 13 und 14 (in Kapitel 8.5. bzw. 8.6.) als Vergleich herangezogen. Der spät-kaledonische Intrusionskörper des Loch Doon Plutons variiert von Hypersthen-Dioriten am Rand des Körpers über Quarz-Diorite, Tonalite und Granodiorite bis zu Graniten im Zentrum. Der Loch Doon Pluton bietet somit ein ähnliches breit gestreutes Spektrum intermediärer Gesteine, wie die Proben dieser Arbeit. Die hier dargestellten 5 Analysen sind zwei Diorite (SiO_2 ca. 53 %), zwei Quarz-Diorite (SiO_2 ca. 57%) und ein Granodiorit (SiO_2 ca. 61%). Als genetisches Modell wird für diesen Pluton eine "in-situ" fraktionierte Differentiation unter Beteiligung von Plagioklas, Ortho- und Klinopyroxen sowie Biotit angenommen.

Zum Verhalten der SE- Elemente in den 9 Gruppen:

Beide Gabbrogruppen weisen eine schwache positive Europium - Anomalie auf, wobei die der Gruppe 9 (K_2O - armer Gabbro) deutlicher ausgeprägt ist. Da Plagioklas den Hauptanteil an Europium im Gestein an sich bindet, deutet die positive Anomalie darauf hin, daß auf dem (Differentiations-) Weg zum vorgefundenen Gabbro Plagioklas zum Teil akkumuliert wurde. Neben diesem Verhalten zeigt sich der Unterschied vom K_2O - armen zum K_2O - reichen Gabbro auch in einer in etwa gleichmäßigen Anhebung des SEE- Musters. Ein Verhalten, das, bezogen auf den K_2O - reichen Gabbro, durch verstärkte Fraktionierung von z.B. Olivin, aber auch durch Zufuhr

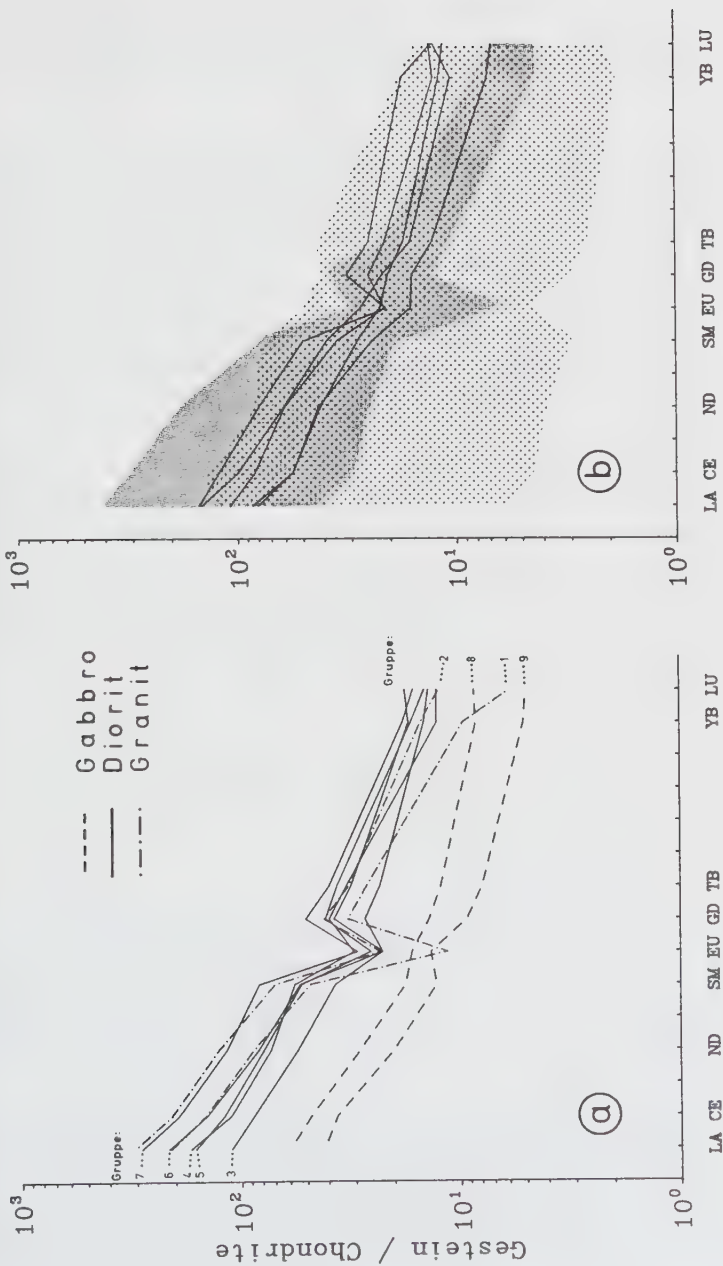


Abbildung 12: a) Chondritnormierte SEE-Gehalte der neun Gesteinsgruppen, wobei "Gd" durch lineare Interpolation zwischen Sm und Tb errechnet wurde, um den Grad der Europiumanomalie besser herausstellen zu können. Erläuterungen siehe Text. b) Lagebereiche und Verteilungsmuster von Literaturdaten. Erläuterungen siehe Text.

aus dem Nebengestein (Assimilation) gedeutet werden kann. Die Gehalte der Gabbros an SE- Elementen stellen deren chondritnormiertes Muster in einen Bereich, der charakteristisch ist für kontinentale Tholeiit-Basalte (HERRMANN, 1970).

Die fünf Gruppen intermediärer Magmatite unterscheiden sich klar von den Gabbros durch höhere Gehalte aller SE- Elemente, sowie eine unterschiedlich stark ausgeprägte negative Europium-Anomalie. Die wesentlichen Parameter der dargestellten Muster entwickeln sich weitgehend gleichsinnig mit dem SiO_2 - Gehalt der fünf Gruppen (siehe Tabelle 11) und damit auch gleichsinnig mit fast allen übrigen Hauptelementen und einigen Spurenelementen. Deutlich abweichend verhält sich nur das La_N/Yb_N - Verhältnis. Beachtet man, daß bei den 5 Dioritgruppen die Leichten SE-Elemente (LSEE) wesentlich stärker variieren (z.B. La von 36 bis 94 ppm, also mit einem Faktor von ca. 3), als die Schweren SE-Elemente (z.B. Yb von 2.8 bis 4.0 ppm, also mit einem Faktor von ca. 1.5), ist das chondritnormierte La_N/Yb_N - Verhältnis ein geeignetes Maß für die relative Anreicherung der LSEE. Diesbezüglich zeigt Tabelle 11, daß für die geochemisch ähnlichen Gruppen 3 und 4, sowie für die restlichen Gruppen in der Reihenfolge 5, 6 und 7 eine deutliche Zunahme der LSEE auftritt. Dieser Vorgang läßt sich einerseits durch Zufuhr von LSEE angereicherten Medien (Lösungen, Schmelzen, Nebengestein) erklären, andererseits durch Wegnahme (z.B. Fraktionierung) von Phasen, die die LSEE im Verhältnis zum Gesamtgehalt eines Systems (z.B. Magma) nur untergeordnet einbauen ($D_{\text{Kristall/Schmelze}}$ kleiner 1).

Weiterhin ist bedeutsam, daß aus dem Verhalten der SEE die Tonalite (Gruppe 5) einen möglichen Zwischen- oder Ausgangspunkt darstellen, von dem aus die Entwicklung bis zum Granodiorit vom Typ Ochsenberg geht, bzw. weiter bis zu den granitoiden Gesteinen der Gruppe 2 (siehe unten).

Ein Vergleich mit dem Lagebereich der SEE- Pattern der Proben von Loch Doon zeigt die gute Übereinstimmung dieser mit den Dioriten des Vorderen Bayerischen Waldes. Nur die Eu-Anomalie ist bei den schottischen Magmatiten für die Diorite schwächer ausgeprägt und erhält erst beim Granodiorit eine vergleichbare Ausbildung.

Gruppe	3	4	5	7	6	2	1
SiO ₂	52.0	53.4	57.9	58.2	60.3	64.7	70.6
ΣSEE	161.6	218.5	226.2	361.4	267.3	384.6	266.4
La _N /Yb _N	7.66	13.52	9.77	15.78	12.63	20.60	21.87
Eu/Eu*	.71	.64	.55	.45	.50	.43	.29

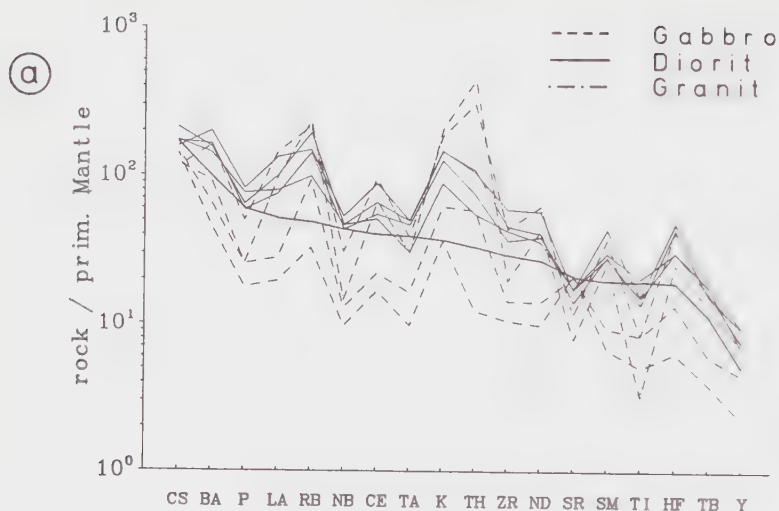
Tab. 11: Wichtige Parameter des SEE- Verhaltens für die fünf Gruppen intermediärer Magmatite (3 bis 7) und die zwei Gruppen granitoider Gesteine (1,2) im Vergleich zum SiO₂- Gehalt.

Bei den granitoiden Gesteinen stellt Gruppe 2 die Weiterentwicklung des Trends der intermediären Magmatite vom basischen Diorit bzw. vom Tonalit aus über Ganggranodiorit und Granodiorit dar. Für Gruppe 1 deutet die starke Eu-Anomalie, sowie das gegenüber Gruppe 2 wieder erniedrigte SEE- Pattern auf den Einfluß von Differentiationsabläufen hin (vgl. EMMERMANN et al., 1975).

8.5. VERHALTEN DER ELEMENTE BEZOGEN AUF DEN ERDMANTEL

In Abbildung 13 a sind ausgewählte Elemente der 9 Gruppen, normiert auf "primordial mantle" (WOOD et al., 1981) dargestellt, in Abbildung 13 b desgleichen für die 5 Diorite des Loch Doon Plutons. Die Reihenfolge der Elemente auf der x-Achse wurde derart gewählt, daß sich für die normierten Gehalte der Gruppe 3 (basischer Diorit) eine von links nach rechts kontinuierlich abfallende Kurve ergibt. Dies bedeutet, daß, bezogen auf den basischen Diorit, links die gegenüber dem "primordial mantle" am stärksten angereicherten Elemente zu liegen kommen, und rechts die entsprechend am wenigsten angereicherten. Zunächst läßt sich festhalten, daß alle Elemente in allen Gruppen zumindest um den Faktor 3 und maximal um den Faktor 300 gegenüber dem Mantel angereichert

Mittelwerte der 9 Gruppen



Literaturdaten

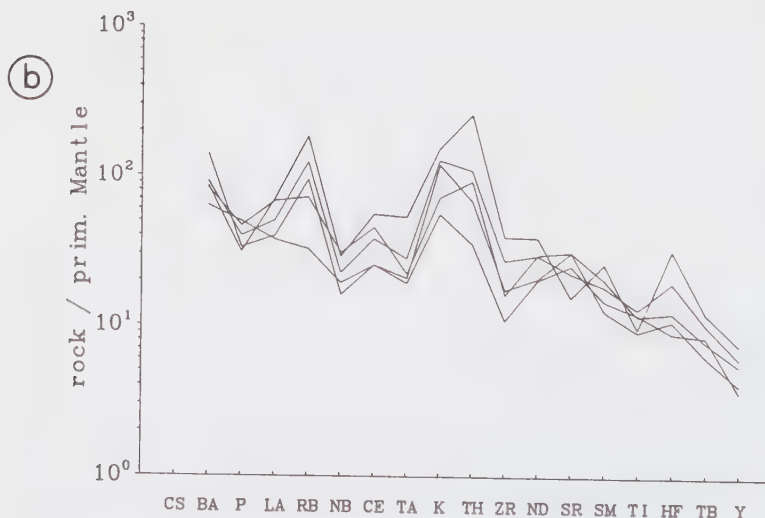


Abbildung 13: a) Darstellung der neun Gesteinsgruppen anhand ausgewählter Elemente, normiert auf Mantelzusammensetzung (nach WOOD et al., 1981). Erläuterungen siehe Text. b) Literaturdaten in gleicher Weise dargestellt, wie bei a). Erläuterungen siehe Text.

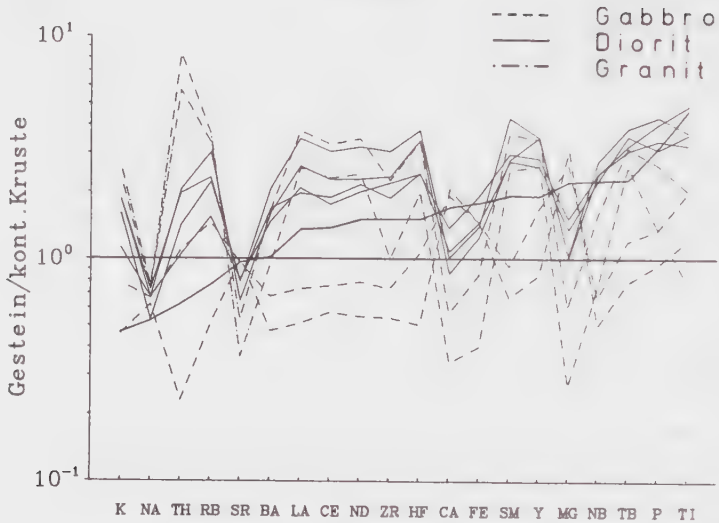
sind. Bezogen auf Gruppe 3 kommen im Durchschnitt, entsprechend dem allgemein gültigen Trend, die Gabbros unterhalb des basischen Diorits zu liegen, und die übrigen Diorite und Granite darüber. Auch die Anordnung der Elemente auf der x-Achse entspricht weitgehend dem von Magmatiten bekannten Verhalten. So liegen im linken Teil die bevorzugt mantelinkompatiblen Elemente wie Cs, Ba, Rb und K. Wiederum bezogen auf den basischen Diorit zeigen sich aber einige deutliche Spitzen im ansonsten in etwa gleichmäßig abfallenden Muster. Dies betrifft insbesondere die Elemente Rb, K, Th und Hf. Und das gilt, vom Gesamtverlauf der Kurven aus gesehen, nicht nur für Diorite und Granite, sondern auch für die Gabbros. Als Umkehrschluß folgt, daß speziell die basischen Diorite von diesen selektiven Anreicherungen nicht betroffen sind, daß also die Magmen dieser Gesteinsgruppe die geringsten Krusteneinwirkungen erlebt haben. Vor allem für K und Rb ist bekannt, daß sie sich im Bereich der Kruste besonders mobil verhalten. Die normierten Muster der Literaturdaten (Abb. 13 b) bestätigen, daß die Beobachtungen aus Abbildung 13 a nicht nur für den Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes zutreffen, insbesondere, was die selektive Anreicherung von Rb, K, Th und Hf betrifft.

8.6. VERHALTEN DER ELEMENTE BEZOGEN AUF DIE ERDKRUSTE

Die Abbildungen 14 a+b sind nach dem gleichen Schema wie Abb. 13 a+b angelegt. Die Elementreihenfolge der x-Achse ist wieder durch Gruppe 3 festgelegt. Normiert wurde hier auf die mittlere kontinentale Kruste ("Andesit-Modell" aus TAYLOR & McLENNAN, 1981). Für Gruppe 3 zeigt sich, daß nur K, Na, Th und Rb gegenüber der mittleren Krustenzusammensetzung deutlich geringere Gehalte aufweisen. Insbesondere P und Ti sind stark angereichert. Betrachtet man alle Kurven, so ist das jeweils in etwa parallel zur Kruste verschobene "Plateau" von den LSEE, Zr und Hf (bei den intermediären und basischen Magmatiten) auffällig. Dies deutet auf eine Verknüpfung der geochemisch eng verwandten Elemente Zr und Hf mit den LSEE. Ebenso auffällig sind die "negativen Anomalien" für Sr, Ca, Fe und Mg im ansonsten von links nach rechts (insbesondere

Mittelwerte der 9 Gruppen

a



Literaturdaten

b

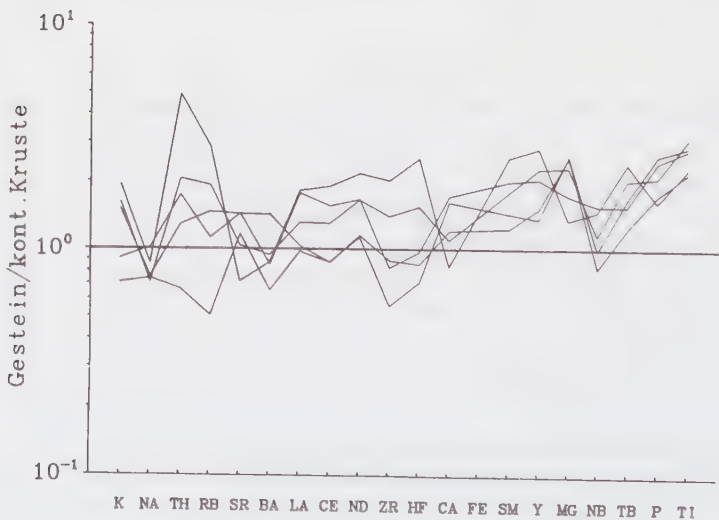


Abbildung 14: a) Darstellung der neun Gesteinsgruppen anhand ausgewählter Elemente, normiert auf die mittlere Zusammensetzung der kontinentalen Kruste (nach TAYLOR & McLENNAN, 1981). Erläuterungen siehe Text. b) Literaturdaten in gleicher Weise dargestellt, wie bei a). Erläuterungen siehe Text.

bei den intermediären Magmatiten) ansteigenden Muster. Gestützt wird dieses Ansteigen (in etwa parallel zur Gruppe 3) bei den intermediären Magmatiten durch die Elemente Th, Ba, La, Ce, Nd, Zr, Hf, Sm, Y, Nb, Tb, P und Ti, also überwiegend Elemente, die in akzessorischen Phasen gebunden werden, die also bei Fraktionierungsvorgängen in basischen bis intermediären Magmen kaum selektiven Veränderungen unterworfen sind. Betrachtet man die negativen Anomalien, so fällt neben Sr, Ca, Fe und Mg auch Na auf. Dieses scheinbare Verhalten von Na ergibt sich aber durch eine deutlich ausgeprägte positive Anomalie von Kalium. Auch für Rb zeigt sich eine leicht positive Anomalie. Die stark negativen Anomalien von Sr, Ca, Mg und Fe bei den intermediären und sauren Magmatiten lassen auf Fraktionierungsvorgänge schließen (ausgehend vom basischen Diorit), wobei Ca und Sr auf Plagioklas als fraktionierte Phase deuten, während für Fe und Mg verschiedene Phasen, wie Klinko- oder Orthopyroxen, in Frage kommen. Auf die Möglichkeit der genetischen Entwicklung der verschiedenen intermediären Magmatite durch Fraktionierung geeigneter Phasen wird im weiteren Verlauf der Arbeit noch detaillierter eingegangen (vgl. Kap. 11.1.).

Die zum Vergleich dargestellten Literaturdaten in Abb. 14 b bestätigen, daß sich bei der gewählten Normierungsgrundlage und Elementreihenfolge für intermediäre Magmatite eine im Prinzip von links nach rechts ansteigende Kurve ergeben kann. Auch hier zeigen P und Ti im Durchschnitt die höchsten Anreicherungen. Bezüglich der negativen Anomalien von Sr, Ca, Fe und Mg ergibt sich bei den Loch Doon Magmatiten nur für den Granodiorit (SiO_2 ca. 61%; Kurve mit höchsten Th- Gehalten) eine mit den intermediären Magmatiten dieser Arbeit vergleichbare Ausbildung. Die übrigen Vergleichsproben (2 Diorite, 2 Qz-Diorite) zeigen für die oben betrachteten Elemente keine deutlich negativen Anomalien. Als genetisches Modell wird für die Entwicklung von Diorit zum Granodiorit des Loch Doon Pluton eine fraktionierte Differentiation unter Beteiligung von Plagioklas, Ortho- und Klinopyroxen (sowie Biotit) angenommen (TINDLE & PEARCE, 1981 und 1983). Dieser Vergleich stärkt somit die Annahme, daß Fraktionierungsvorgänge bei der Genese der intermediären Magmatite eine wesentliche Rolle gespielt haben könnten. Vergleicht man die Abbildungen 14 a und 14 b, so fällt weiterhin auf, daß sich die Muster zwar ähnlich verhalten, daß aber die

Proben des Loch Doon Plutons im Durchschnitt wesentlich geringere Anreicherungen gegenüber der Normierungsgrundlage zeigen. Bereits ausgehend vom basischen Diorit ist für die Proben dieser Arbeit ein höherer Gehalt für viele Elemente zu verzeichnen (z.B. SEE, Ba, Zr, Hf, P, Ti), obwohl die Diorite des Loch Doon Pluton im SiO_2 -Gehalt den basischen Dioriten dieser Arbeit entsprechen. Diese Beobachtung bestätigt nochmal (z.B. neben den Harker-Diagrammen) eindeutig, daß für die intermediären Magmatite im Arbeitsgebiet eine genetische Entwicklung aus einem gemeinsamen Ausgangsmagma (z.B. ein Vorläuferstadium des basischen Diorit) angenommen werden kann, das bestimmte geochemische Charakteristika (wie z.B. hohe Gehalte an SEE, Zr, Hf, P, Ti) auf alle genetischen Folgeprodukte (Qz-Diorit, Tonalit, Granodiorit) übertragen hat.

9. GEOCHEMIE DER KLEINBEREICHSPROFILE

Um für die Kleinbereichsuntersuchungen geochemische Daten zu erhalten, war es notwendig - in Abhängigkeit von der Korngröße des Gesteins - Probenmengen von 3 bis 20 g zu verarbeiten. Die Aufbereitung erfolgte bis in das Stadium von mm großen Körnern ausschließlich manuell. Zum Feinmahlen wurde, wie bei allen Proben, eine Scheibenschwingmühle verwendet. Die Reproduzierbarkeit von Elementmessungen an derart kleinen Probenmengen ergab sich aus dem Verhalten der gemessenen Elemente entlang von Profilen als sicher ausreichend. Zur Eindämmung von Meßfehlern wurden alle Kleinbereichsproben mindestens dreifach, zum Teil bis zu zehnfach gemessen.

Als Vorversuch wurde aus einem feinkörnigen, dioritischen Gängen der Lokalität Boxberg zweimal eine Probe von je 40 g aufbereitet und je einmal analysiert (EB38-2/1, EB38-2/2, vgl. Anhang C). Mit Ausnahme von Nb (24 %) und Zn (74 %) liegen alle Abweichungen unter 10 %. Auch die für mittelkörniges Gestein geringe Probenmenge von 1500 g der 3 Proben des Profils EB6 wurde - zur Prüfung der Reproduzierkeit - während der Aufbereitung halbiert und getrennt weiterbehandelt (EB6-1/1, -1/2, -2/1, -2/2, -3/1, -3/2; vergleiche hierzu die Analysenergebnisse, gemittelt aus Dreifachmessungen, für jedes der drei Probenpaare im Anhang C).

Eine weitere Voraussetzung für geochemische Betrachtungen im Kontaktbereich war, den möglichen Einfluß der Verwitterung auf diesen durch Gesteinswechsel und Änderung der Körnigkeit besonders anfälligen Bereich zu untersuchen. Zur Überprüfung bot sich ein kugeliges Lesestein des Quarzdiorits der Lokalität Grünbühel an (EM1), der eine ausgeprägte, schalig absondernde Verwitterungszone zeigte. Ein Profil vom Rand des Lesesteins in das deutlich weniger von Verwitterungseinflüssen betroffene Zentrum wurde in 5 Teilbereiche zerlegt und je dreifach analysiert. Das Ergebnis ist in Abb. 15 dargestellt. Die Elementschwankungen entlang des Profils liegen meist deutlich unter 10 % und bilden in der Mehrzahl keinen einheitlichen Trend ab.

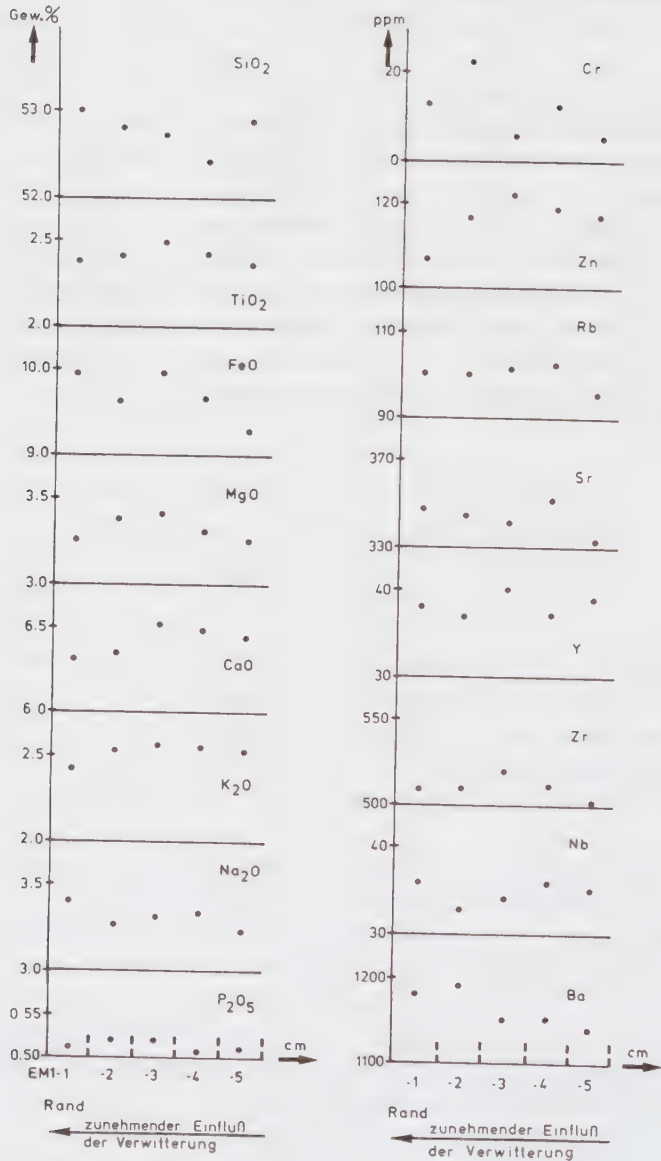


Abbildung 15: Darstellung der Elementgehalte entlang eines Kleinbereichsprofils mit zum Rand hin zunehmendem Einfluß der Verwitterung. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm. Erläuterungen siehe Text.

9.1. VERHALTEN DER ANALYSIERTEN ELEMENTE IN BEZUG AUF KERN- BEREICH - RANDBEREICH

Die Interpretation der geochemischen Daten aus Kleinbereichsprofilen beruht auf 100 Gesamtgesteinsanalysen. Um diese große Datenmenge sinnvoll diskutieren zu können, werden in diesem Kapitel die Kleinbereichsprofile zunächst unter dem Aspekt der chemischen Unterschiede von Kernbereich zu Rand- bzw. Kontaktbereich im Überblick betrachtet. Im Abschnitt 9.2. wird dann dargestellt, wie sich die untersuchten Elemente entlang der Profile verhalten. In Tabelle 12 ist für alle RFA analysierten Elemente die prozentuale Abweichung des Gehalts in der kontaktnächsten Teilprobe angegeben, bezogen auf die kontaktfernste Teilprobe. Für die Kleinbereichsprofile, die auch mit Hilfe der INAA untersucht wurden, ist in Tabelle 13, analog zu Tab. 12, das Verhalten von U, Th, Ta, Hf, Cs, Sc und der SEE dargestellt. Positive Zahlen bedeuten also eine Zunahme des Elementgehaltes zum Rand des Körpers hin, negative eine Abnahme.

Zunächst ist zu beachten, daß die Absolutgehalte der prozentualen Kern/Rand-Abweichungen eines Profils auch davon abhängen, wie kleinräumig der Randbereich aufgeschlüsselt wurde. Bei einem gegebenen Gradienten eines Elements vom Kern zum Rand entlang eines z.B. 10 cm langen Profils ist es für die in den Tabellen 12 und 13 aufgelisteten Abweichungen bedeutsam, ob die Teilprobe am Rand des Körpers den "Kontaktbereich" über 0.5 cm (z.B. EB1) oder 5 cm (z.B. EB10) integriert. Dennoch sind diese Prozentangaben geeignet, im Überblick den Trend des Verhaltens von Elementen aufzuzeigen. Bei Abweichungen unter ca. 5-10% kann die Ursache der Veränderung auch durch Messungenauigkeiten bedingt sein. Betrachtet man alle 14 in Tabelle 12 aufgelisteten Profile, so zeigt sich folgendes Elementverhalten:

Für Tabelle 12:

- a.) Si und Al zeigen die geringsten Veränderungen.
- b.) K und Rb sind den stärksten Veränderungen unterworfen.
- c.) Ca, K und Rb zeigen für alle Profile ein gleichgerichtetes Verhalten. Während die Gehalte an K und Rb zum Kontakt hin zuneh-

Profil	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	Cr	Ni	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
Gabbro																			
EB10	0	- 2	+ 5	+ 2	- 7	- 1	+ 13	- 8	0	0	+ 7	+ 8	+ 13	+ 24	- 7	+ 5	+ 6	?	- 15
Bas. Diorit																			
EB1	- 4	- 5	+ 18	- 1	- 46	- 3	+425	+ 6	+ 6	- 7	+ 2	- 29	+151	+286	- 47	+ 84	- 13	+ 39	- 1
EB4	- 2	- 2	+ 12	- 12	- 38	0	+405	+ 1	- 2	+ 6	- 5	- 39	+176	+600	- 39	+ 85	- 12	+ 16	- 1
EB5/L	- 1	- 2	+ 34	- 10	- 32	+ 4	+378	- 3	- 8	+ 12	- 2	- 37	+ 72	+309	- 35	+ 64	- 14	0	- 30
EB5/R	0	- 4	+ 10	- 13	- 44	- 11	+413	+ 7	0	- 29	- 5	- 31	+182	+713	- 46	+100	- 37	+ 6	+ 16
EB7	- 3	- 1	+ 13	- 4	- 34	- 40	+416	+ 10	+ 2	- 13	- 8	- 36	+ 38	+722	- 33	+ 21	+ 5	0	- 4
EB9	+ 7	+ 2	- 15	- 33	- 40	- 2	+381	- 9	- 8	- 25	- 35	- 69	+150	+990	- 18	+ 4	- 11	+ 15	+ 30
EB2	+ 1	+ 5	- 6	- 1	- 42	+ 8	+ 55	+ 88	+ 5	- 12	- 13	+ 14	+ 83	+103	- 21	+ 51	+ 5	?	- 1
Tonalit																			
ES1	- 4	+ 2	+ 26	+ 40	- 27	+ 6	+ 38	- 2	+ 9	- 27	+ 47	?	+104	+ 36	- 29	+ 54	+ 33	+ 11	- 41
ES2	- 6	- 1	+ 30	+ 38	- 35	- 13	+ 48	- 3	+ 11	- 10	?	?	+141	+ 47	- 32	+ 40	- 2	- 3	- 46
ES3	- 3	- 2	+ 8	+ 13	- 24	+ 7	+ 14	+ 11	+ 10	- 10	?	+ 33	+ 48	+ 12	- 26	+ 27	+ 11	+ 9	- 40
Ganggranodiorit																			
EB12	- 1	+ 1	+ 6	+ 4	- 1	- 2	+ 4	+ 4	+ 4	0	- 6	- 4	+ 32	+ 1	- 11	- 7	+ 1	0	- 18
Granodiorit																			
VO3 zu VO2	+ 6	- 3	- 20	- 11	- 21	- 6	0	- 9	- 20	- 25	+ 36	- 20	- 26	+ 4	- 17	+ 7	- 32	- 24	- 21
Granitoides Gestein																			
EB6	+ 1	+ 3	- 35	- 37	- 27	- 9	+ 98	+ 89	- 35	- 17	- 80	?	- 34	+ 7	+ 24	+ 15	- 20	- 32	+182

Tabelle 12: Prozentuale Abweichungen der Elementgehalte in der kontaktnächsten Teilprobe, bezogen auf die kontaktfernste Teilprobe für alle RFA-analysierten Elemente in allen bearbeiteten Kleinbereichsprofilen. Erläuterungen siehe Text. "?" bedeutet, daß keine Angabe möglich ist, da die Gehalte unterhalb der Nachweisgrenze des Analysegerätes liegen.

Profil	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Sc	Cs	Hf	Ta	Th	U
Gabbro														
EB10	- 9	- 18	- 14	- 9	- 9	- 16	- 21	- 15	0	+ 44	+ 3	+ 67	- 5	+ 390
Bas. Diorit														
EB1	- 12	- 9	- 7	- 3	- 21	- 28	+ 39	+ 50	- 4	+ 53	- 6	- 11	- 15	?
EB4	- 25	- 21	- 14	- 14	- 19	- 18	- 13	- 4	+ 17	- 2	+ 169	+ 233	+ 9	+ 490
EB5/L	- 8	- 3	+ 5	+ 11	- 26	+ 28	+ 11	+ 15	- 5	+ 163	- 19	- 11	+ 207	?
EB7	+ 26	+ 31	+ 62	+ 75	- 5	+ 127	+ 17	+ 20	+ 7	+ 96	+ 13	- 5	- 9	+ 370
Tonalit														
ES2	- 7	- 5	- 6	- 5	- 23	+ 22	+ 25	+ 29	+ 76	+ 73	0	- 4	- 15	+ 244
Granitoides Gestein														
EB6	- 35	- 25	- 22	- 14	+ 23	- 19	+ 9	+ 29	- 33	- 32	- 16	- 10	- 22	+ 51

Tabelle 13: Prozentuale Abweichungen der Elementgehalte in der kontaktnächsten Teilprobe, bezogen auf die kontaktfernste Teilprobe für alle INAA-analysierten Elemente in allen bearbeiteten Kleinbereichsprofilen. Erläuterungen siehe Text. "?" bedeutet, daß keine Angabe möglich ist, da die Gehalte unterhalb der Nachweisgrenze des Analysegerätes liegen.

men, nimmt Ca ab. Mit wenigen Einschränkungen ergibt sich auch für Y und Zn (Zunahme zum Kontakt), sowie für Sr (Abnahme) ein eindeutiges Verhalten.

d.) Weitgehend uneinheitliches Verhalten zeigen, bei zum Teil nur geringen Absolutwerten, Na, P, Ti und Zr.

Für Tabelle 13:

a.) Soweit die Meßdaten für U über der Nachweisgrenze liegen, zeigt dieses als einziges Element der Tabelle für alle Profile ein einheitliches Verhalten (Zunahme zum Kontakt).

b.) Für die Leichten SEE ergibt sich in der Tendenz eine Abnahme, für die Schweren SEE eine Zunahme in Richtung zum Kontakt. Mit Ausnahme des Nebengesteinsprofils EB6 zeigt Eu immer eine Abnahme des Gehalts.

c.) Für Sc, Cs, Hf, Ta und Th ergibt sich ein weitgehend uneinheitliches Verhalten.

9.2. DAS ELEMENTVERHALTEN ENTLANG DER KLEINBEREICHSPROFILE

Die in den Tabellen 12 und 13 verrechneten chemischen Daten geben Auskunft über den generellen Trend der Elemente in den verschiedenen Gesteinsprofilen. Da aber chemische Analysen auch aus den Bereichen der Profile vorliegen, die zwischen der Kontaktzone und dem von Kontakteinwirkungen nicht bzw. wesentlich schwächer betroffenen Bereich liegen, lassen sich auch Aussagen über das Verhalten der Elemente zwischen den beiden Endpunkten eines Profils treffen, und dies umso exakter, je größer die Zahl der Teilproben eines Profils ist.

Diesem Zweck dienen die sechs Abbildungen 16 a-h bis 21 a-h. Dort sind die Analysenergebnisse aller Kleinbereichsprofile anhand der ausgewählten Elemente Fe, Mg, K, Ca, Na, Ti, P, Rb, Sr, Zn, Ni, Y, Zr, Ba und Summe SEE dargestellt. Hinzu kommen für einige Profile noch zum Teil gemittelte Analysen des Nebengesteins am betrachteten Kontakt.

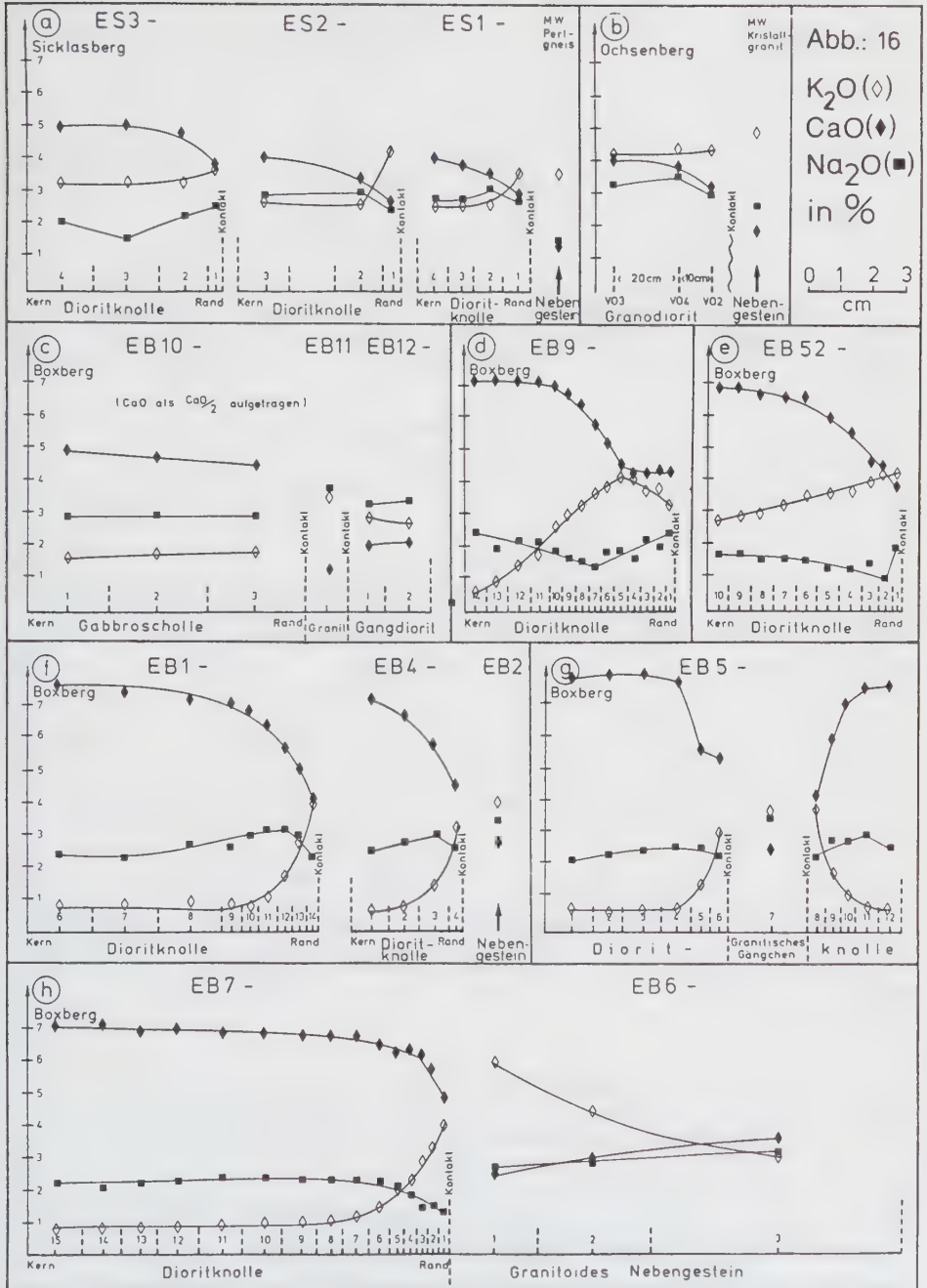


Abbildung 16 a-h: Gehalte von K_2O , CaO und Na_2O entlang der bearbeiteten Kleinbereichsprofile und im jeweils angrenzenden Nebengestein. Gehalte in Gew.-%. Erläuterungen siehe Text.

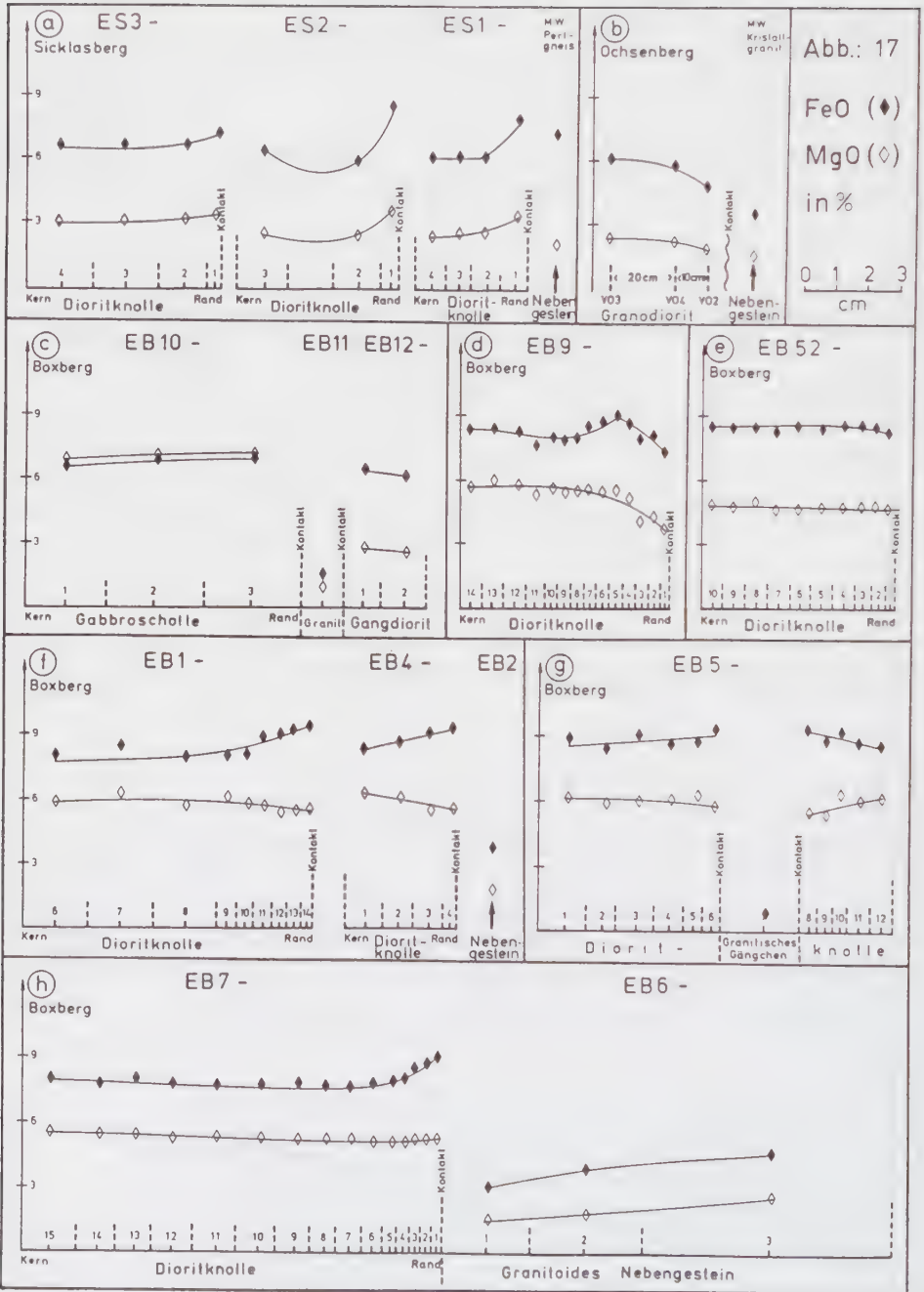


Abbildung 17 a-h: Gehalte von FeO und MgO entlang der bearbeiteten Kleinbereichsprofile und im jeweils angrenzenden Nebengestein. Gehalte in Gew.-%. Erläuterungen siehe Text.

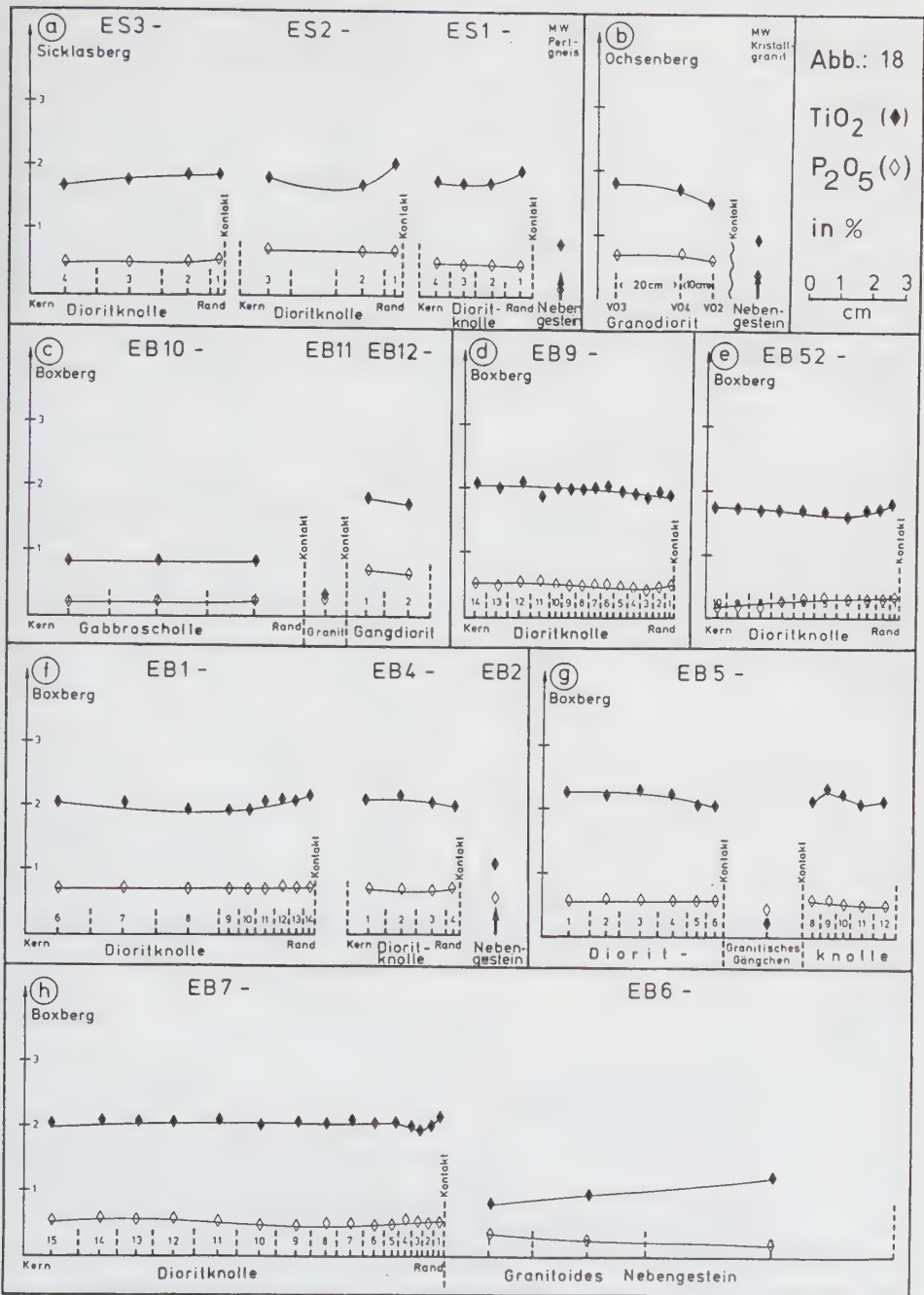


Abbildung 18 a-h: Gehalte von TiO_2 und P_2O_5 entlang der bearbeiteten Kleinbereichsprofile und im jeweils angrenzenden Nebengestein. Gehalte in Gew.-%. Erläuterungen siehe Text.

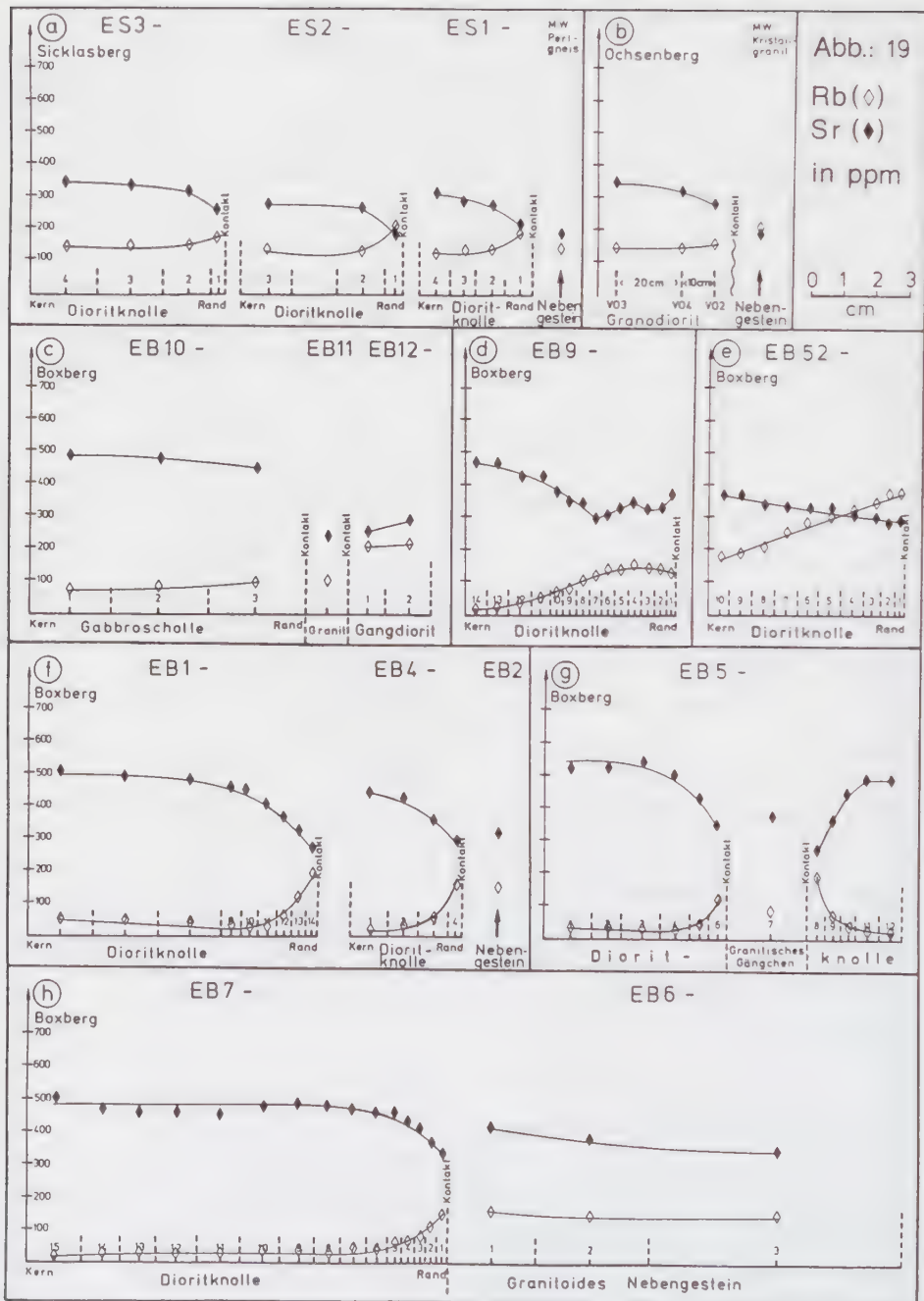


Abbildung 19 a-h: Gehalte von Rb und Sr entlang der bearbeiteten Kleinbereichsprofile und im jeweils angrenzenden Nebengestein. Gehalte in ppm. Erläuterungen siehe Text.

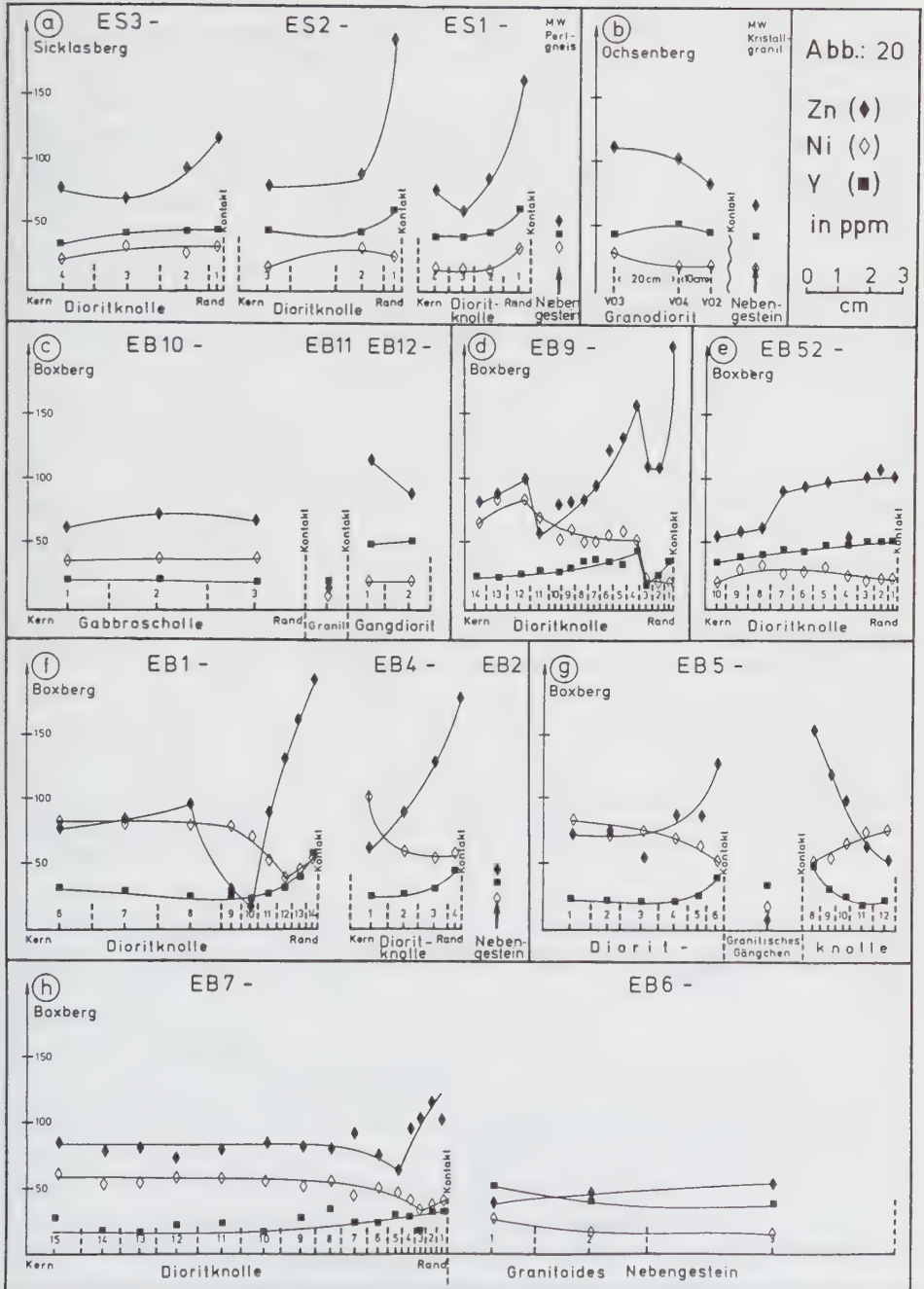


Abbildung 20 a-h: Gehalte von Zn, Ni und Y entlang der bearbeiteten Kleinbereichsprofile und im jeweils angrenzenden Nebengestein. Gehalte in ppm. Erläuterungen siehe Text.

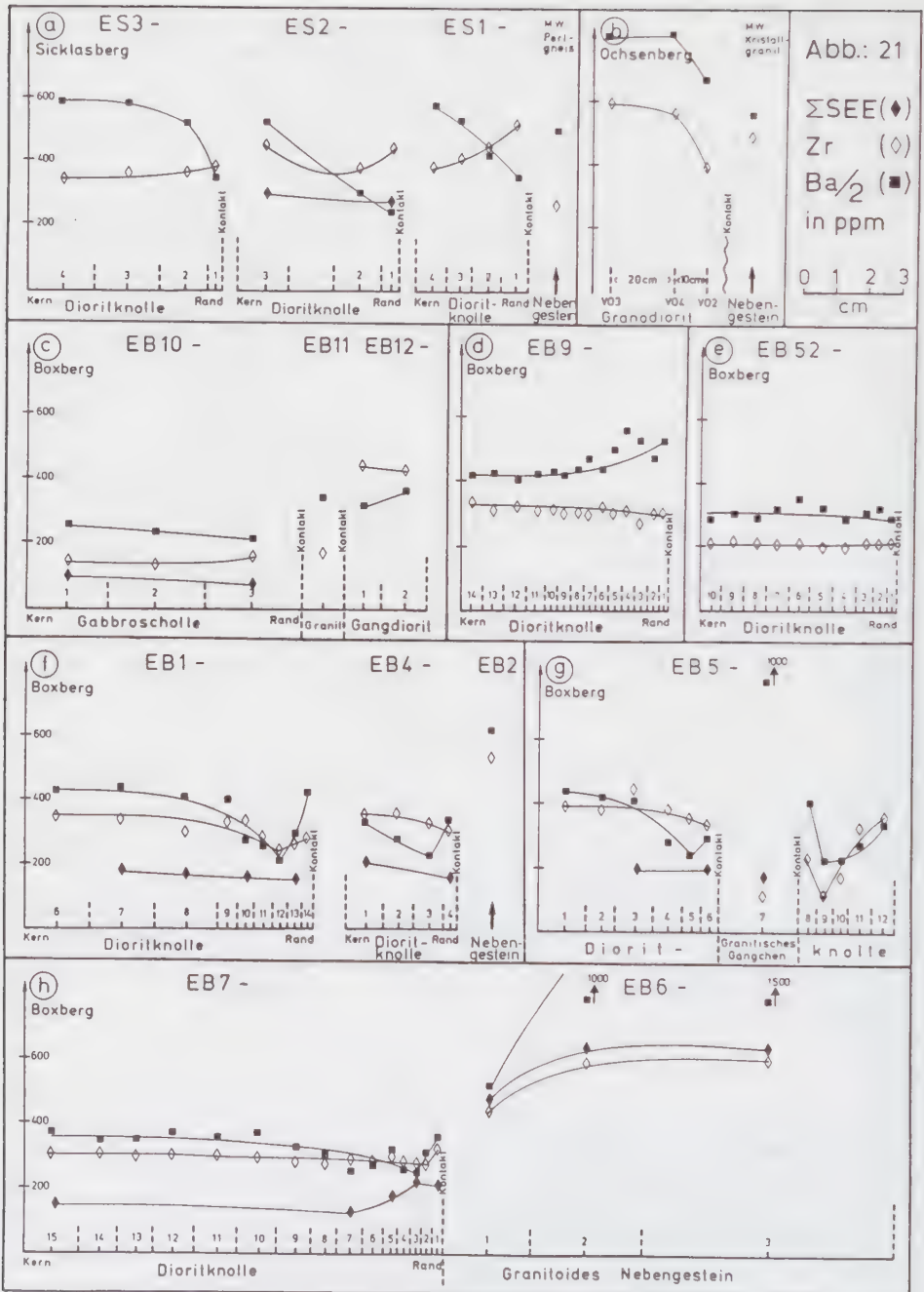


Abbildung 21 a-h: Gehalte von Summe der SEE, Zr und Ba/2 entlang der bearbeiteten Kleinbereichsprofile und im jeweils angrenzenden Nebengestein. Gehalte in ppm. Erläuterungen siehe Text.

Der Trend, der sich durch die Gehalte eines Elements entlang eines Profils ergibt, soll durch die von Hand gezogenen Verbindungslinien bzw. Kurven besser sichtbar gemacht werden. Alle sechs Abbildungen sind gleichartig aufgebaut:

zu a: Die drei Tonalitknollen der Lokalität Sicklasberg; rechts der Mittelwert aller für diese Arbeit analysierten Perlgneisproben. Dargestellt ist jeweils nur der Teil des Profils, der sich vom Kern der Knolle zum Kontakt (Rand) erstreckt (also z.B. nur vier der neun Teilproben des Profils ES1).

zu b: Granodioritprofil der Lokalität Ochsenberg; rechts der Mittelwert von Kristallgranitanalysen (aus WÜRSTL, 1983), die ebenfalls auf Blatt Viechtach beprobt wurden.

zu c: Profil durch Gabbro, Granit und Ganggranodiorit.

zu d, e, f, g, h: Knollen von basischem Diorit der Lokalität Boxberg; Probe EB2 steht für typisches granitoides Nebengestein im direkten Kontaktbereich der basischen Diorite. Die Profile EB7 und EB6 stellen ein gemeinsames Profil dar. Bei Profil EB1 ist zur Vereinheitlichung und analog zu den Tonaliten nicht das gesamte Profil, sondern nur der Bereich vom Kern zum Rand dargestellt.

Die x-Achsen aller Diagramme zeigen die Zerlegung der Profile in die Teilbereichsproben und erstrecken sich im Gestein über den angegebenen cm-Maßstab (mit Ausnahme von VO3, VO4, VO2). Nun werden zunächst die Vorgänge in intermediären und basischen Magmatiten beschrieben.

9.2.1. VORGÄNGE IN INTERMEDIÄREN UND BASISCHEN MAGMATITKNOLLEN

Das Verhalten der verschiedenen Elemente in den verschiedenen Profilen läßt sich unter verschiedenen Gesichtspunkten zusammenfassen, gruppieren oder voneinander abgrenzen. Der im folgenden eingeschlagene Weg ist:

1. Aufzeigen möglicher Kurvenmuster der Elemente.
2. Aufzeigen unterschiedlichen Elementverhaltens in den Profilen.

zu 1.:

Das häufigste Erscheinungsbild im Elementverhalten ist eine gleichsinnige, in etwa lineare oder exponentielle Veränderung der Gehalte zum Kontakt. Besonders deutlich zeigen dies: Ca, K, Fe, Mg, Rb, Sr und Y (siehe z.B. K in EB7, Ca in EB1). Eine weitere Möglichkeit ist, daß sich die Elementgehalte über das gesamte Profil meist nicht oder nur geringfügig verändern. Beispiele hierfür sind Ti und P. Die dritte Variante ist, daß die Veränderung der Elementgehalte entlang der Profile zwar deutlich, aber nicht gleichsinnig ist. Im Extremfall ergibt sich eine überwiegend zickzack-artige Kurve, wie z.B. beim Cr (nicht dargestellt), wobei zu bedenken ist, daß bei Gehalten, die nahe der Nachweisgrenze des Analysengerätes liegen, das tatsächliche Verhalten im Profil durch Meßungenauigkeiten überlagert sein kann. Signifikant aber ist das ungleichsinnige Verhalten von Na, Zn, Zr, Ba und (mit Einschränkungen) Ni in vielen Profilen (siehe z.B. Zn in EB1 und EB7, Ba in EB1 und EB4).

zu 2.:

Da die Magmatitknollen der Lokalitäten Sicklasberg und Boxberg jeweils durch mehrere Proben vertreten sind, läßt sich anhand beider Typen feststellen, welche Elementtrends für diese Gesteine reproduzierbar und damit signifikant sind. Hierzu werden einerseits die drei Tonalitproben betrachtet (ES1, ES2, ES3), andererseits für die basischen Diorite die Proben EB1, EB4, EB5/L, EB5/R, EB7 und EB52. Probe EB9 wird nicht miteinbezogen, da hier mechanische Vermengung von Nebengestein und basischem Magmatit in der Kontaktzone auftritt, was in der Regel zu einem abweichenden Elementverhalten führt. In Tab. 14 ist das Verhalten der RFA-analysierten Elemente für die Magmatitknollen im Überblick dargestellt.

	Elemente mit eindeutiger Zunahme zum Kontakt*	Elemente mit eindeutiger Abnahme zum Kontakt*	Übrige Elemente
Boxberg	FeO, K ₂ O, Zn, Rb, Y	Al ₂ O ₃ , MgO, CaO, Ni, Sr	SiO ₂ , Na ₂ O, P ₂ O ₅ , TiO ₂ , MnO, Cr, Zr, Nb, Ba
Sicklasberg	FeO, MgO, K ₂ O, TiO ₂ , Zn, Rb, Y	SiO ₂ , CaO, MnO, Sr, Ba	Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, P ₂ O ₅ , Zr, Nb

* Abweichendes Verhalten für Probe EB52 wird zum Teil nicht berücksichtigt.

Tab. 14: Aufteilung der RFA-analysierten Elemente nach deren Verhalten entlang der Kleinbereichsprofile für die Magmatitknollen der Lokalitäten Boxberg und Sicklasberg.

Besonders hervorzuheben ist dabei, daß Mg und Fe in den Tonalitknollen sich gleichartig verhalten (Zunahme zum Kontakt), während in den basischen Dioritknollen überwiegend ein gegenläufiger Trend zu beobachten ist. Ähnlich eindeutig ist auch der Unterschied im Verhalten von Ba: Im Tonalit gleichsinnige Abnahme, im basischen Diorit Abnahme bis in Kontaktnähe, dann aber meist noch einmal deutliche Zunahme. Für alle Magmatitknollen (einschließlich Gabbroprofil EB10) ergibt sich ein von Knolle zu Knolle gleichartiges Verhalten für folgende Elemente: Fe, K, Ca, Sr, Rb, Y. Für die Gesteinstypen Granodiorit und Ganggranodiorit steht jeweils nur ein Profil zur Verfügung. Die Reproduzierbarkeit der Vorgänge ist somit nicht sichergestellt. Für viele Elemente ergibt sich aber ein mit den Tonalitprofilen parallelisierbares Verhalten, wie z.B. bei K, Ca, Rb, Sr und Ba. Abweichungen im Verhalten speziell des Granodiorits - im Gegensatz zum Ganggranodiorit - gegenüber den Tonaliten zeigen sich für Fe, Mg, Ti, Zr, Zn, Ni.

9.2.2. VORGÄNGE IN BEZUG ZUM NEBENGESTEIN

Es können mehrere Spezialfälle betrachtet werden:

1. Das Profil EB7/EB6

Am Kontakt zur Probe EB7 konnte eine - zum Kontakt hin zunehmende - teilweise Aufschmelzung des Nebengesteins (EB6) beobachtet werden. Dieses gemeinsame Profil zeigt somit, neben den Vorgängen im basischen Diorit, auch das, durch Austauschvorgänge am Kontakt überlagerte, Elementverhalten im granitoiden Gestein bei zunehmendem Anteil einer Schmelzphase. Parallel dazu können die basischen Dioritknollen EB1 und EB4 in direkten Bezug zu EB7 gesetzt werden und das Nebengestein EB2 in Bezug zu EB6-3 (da auch EB2 teilweises Aufschmelzen zeigt).

2. Das Profil EB5

Der hier vorliegende Fall eines granitischen Gängchens im Inneren einer basischen Dioritknolle läßt folgende Aussagen über die Art der Kontakteinwirkung zu:

- a) Das granitische Gängchen ist als Schmelze in den basischen Dioritkörper eingedrungen.
- b) Alle Beobachtungen sprechen dafür, daß diese Schmelze als Teilschmelze am Kontakt im Nebengestein erzeugt wurde und dann entlang einer sich bildenden Kluft in die Knolle eingedrungen ist.
- c) Die am Kontakt der basischen Dioritknolle zum granitischen Gängchen beobachtbaren Veränderungen in der Knolle sind sicher ausschließlich durch das Gängchen verursacht.
- d) Ionenwanderungen, die vom Gängchen in die Knolle abgelaufen sind, können nur vom begrenzten Volumen des Gängchens ausgehen, können also insbesondere nicht aus einem "unerschöpflichen" Reservoir zugeführt werden.

3. Das Profil EB9

Das Nebengestein dieser basischen Dioritknolle ist vergleichbar mit dem der Knollen EB1, EB4, EB7. Der hier vorliegende Spezialfall ist, daß die Profilteilproben EB9-1 bis ca. EB9-5 einen Bereich darstellen, wo neben den typischen Kontakteinwirkungen auch bis zu mehrere mm große Nebengesteinsteile auftreten. In

diesem Bereich ist also der Vorgang einer mechanischen Mischung verwirklicht.

4. Die Profile ES1, ES2, ES3

Das Nebengestein dieser Tonalitknollen ist Perlgneis. Es ergaben sich keine petrographischen oder geochemischen Hinweise, daß der Perlgneis im direkten Kontaktbereich zu den Knollen verändert wurde. Bei Ionenwanderungen vom Perlgneis in die Knollen wurde dies vermutlich also nicht durch nennenswerte Mengen einer Teilschmelze im Perlgneis unterstützt.

5. Das Profil VO3 - VO4 - VO2

Das Nebengestein des Granodioritprofils ist Kristallgranit. Mögliche Veränderungen des Kristallgranits im Kontaktbereich wurden nicht untersucht, da makroskopisch keine Hinweise gegeben waren und das mittel- bis grobkörnige Gestein durch Gesamtgesteinsanalysen im Kleinbereich nicht sinnvoll zu bearbeiten ist. Daß hier aber dennoch Schmelzen beteiligt waren, zeigen bis zu cm-starke, bahnenartige Bereiche mit fast ausschließlich hellen Gemengteilen im Granodiorit. Probe VO3 - 40 cm vom Kontakt entfernt - zeigt diese hellen Lagen nicht, über Probe VO4 bis zur Kontaktprobe VO2 läßt sich aber eine deutliche Zunahme dieser Erscheinung beobachten. Dies deutet darauf hin, daß vom Kristallgranit aus (Teil-)Schmelzen in den Granodiorit eingedrungen sind.

Im folgenden soll nun jeder dieser 5 Spezialfälle gesondert diskutiert werden:

zu 1., Profil EB7 - EB6:

Das makroskopische Bild der Probe EB6 verändert sich in Richtung auf den Kontakt zu einem helleren, regelloserem Typ mit gröberen Feldspäten. Biotit nimmt stark ab, die Feldspatkomponente - und zwar Alkalifeldspat - entsprechend zu. Diese Veränderungen spiegeln sich in der starken Zunahme von K sowie in der Abnahme von Fe, Mg und Ti wider. Die Abnahme von Ca und Na deutet an, daß auch Plagioklas zum Kontakt hin zurücktritt.

Die Frage, ob die basische Dioritknolle der alleinige Verursacher der beobachteten Veränderungen im Nebengestein ist, oder, als anderes Extrem, nichts damit zu tun hat, läßt sich nicht schlüssig beantworten. Folgende Beobachtungen lassen sich anführen:

- a.) In näherer Umgebung (einige 10er- Meter) zum Fundbereich der basischen Dioritknollen zeigen Blöcke und Lesesteine in der Mehrzahl jeweils einheitliches Gefüge und in etwa gleichmäßig verteilten Mineralbestand. Einige Blöcke zeigen aber im dm-Bereich Inhomogenitäten, die vergleichbar sind mit den Verteilungen am Kontakt zum basischen Diorit. Teile basischer Magmatitkörper konnten an diesen Blöcken nicht gefunden werden.
- b.) Es treten aplitische Gänge bis zu 20 cm Mächtigkeit auf.
- c.) Kontaktbereiche zu basischen Dioritknollen, wo sich das granitoide Gestein zum Kontakt hin nicht verändert, zeigen im basischen Diorit trotzdem vergleichbare Vorgänge wie am Kontakt EB7 - EB6.
- d.) Die in die Knollen eingedrungenen Gängchen granitischer Schmelze rufen vergleichbare Veränderungen im Kontaktbereich hervor wie beim Profil EB7 - EB6.

Aus den angeführten Beobachtungen (a. bis d.) läßt sich ableiten:

Wahrscheinlich ist, daß zur Zeit der Ausbildung des Kontaktbereiches in den basischen Dioritknollen das Nebengestein Bedingungen unterworfen war, die Kontaktanatexis ermöglichten. Das vergleichsweise geringe Volumen der vorgefundenen basischen Dioritknollen läßt mögliche Anatexisbedingungen aber nur lokal zu (z.B. durch Kristallisationswärme).

Da sich die Gehalte von P und Ti sowie - mit Einschränkungen - Mg über das gesamte Profil der jeweiligen basischen Dioritknollen EB7, EB1 und EB4 kaum verändern, kann angenommen werden, daß die Veränderungen im Kontaktbereich nicht durch ausschließliche Zufuhr von Ionen aus dem Nebengestein zustandekommen. Die damit verbundene Volumen- und Massenzunahme der Knollen müßte für

diejenigen Elemente, die sich passiv verhalten, eine Abnahme der Gehalte bewirken. Die zum Teil starke Abnahme der Gehalte an Ca, Na und Sr muß also zumindest teilweise durch das Abwandern von Ionen dieser Elemente aus der Knolle in das Nebengestein erklärt werden. Die Zunahme von Elementen zum Kontakt erfordert eine Zufuhr aus dem Nebengestein. Dies gilt z.B. für K, Fe, Rb, Zn und Y (für Y besonders deutlich bei EB1, EB4).

In der Summe der Beobachtungen läßt sich festhalten, daß es sich um Austauschvorgänge handelt, die die basischen Dioritknollen und das granitoide Nebengestein verändern. In der Mehrzahl der Elemente lassen es die beteiligten Phasen zu, daß sich ein kontinuierlicher Trend der Veränderung ergibt.

zu 2., Profil EB5:

Im Prinzip ergeben die Kontakteinwirkungen des granitischen Gängchens auf die basische Dioritknolle das gleiche Bild wie am Kontakt der Dioritknollen zum Nebengestein. Es läßt sich daraus folgern, daß das Volumen des Gängchens ausreichte, um quantitativ vergleichbare Austauschreaktionen hervorzurufen. Übertragen auf das Profil EB7 - EB6 bedeutet dies, daß die in der Knolle EB7 nur wenige cm weit beobachtbaren Elementveränderungen sich auch im Nebengestein (EB6) auf einen vergleichbaren Bereich beschränken.

Anhand von drei Beispielen sollen die wesentlichen Aussagen, die aus Profil EB5 gezogen werden können, verdeutlicht werden:

a.) Die SE-Elemente: Die Summe der SEE in Probe EB5-3 unterscheidet sich nur geringfügig vom SEE-Gehalt im granitischen Gängchen. Auch die Kontaktprobe EB5-6 zeigt ähnliche Gehalte. Im Vergleich dazu das Profil EB7 - EB6: Hier zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen den Extremen EB7-15 und EB6-3. Zum Kontakt hin ist in der Knolle EB7 eine klare Zunahme der SEE-Gehalte festzustellen. Anhand beider Profile läßt sich das Verhalten der SEE folgendermaßen deuten: Wenn ein primärer Gehaltsunterschied der Kontaktpartner vorliegt, wird ein Ausgleich angestrebt. Sind die Ausgangszusammensetzungen ähnlich, treten keine Veränderungen auf.

b.) Das Zn: Die Zn- Gehalte im granitischen Gängchen lagen zum Zeitpunkt des Eindringens in die Knolle vermutlich deutlich unterhalb der Zn- Gehalte in der Knolle. Dennoch ist Zn nahezu völlig in die basische Dioritknolle abgewandert, und führte dort zu beträchtlichen Anreicherungen. Im Prinzip vergleichbare Vorgänge sind auch beim Profil EB7 - EB6 zu beobachten. Für Zn ergibt sich somit kein Angleichen der Gehalte (wie es z.B. für die SEE wahrscheinlich ist), sondern ein deutlicher "Sog" in die basische Dioritknolle. Für Fe gilt in der Tendenz das Gleiche.

c.) Das Sr: Das Abwandern von Sr aus der Knolle führt im granitischen Gängchen zu Sr- Gehalten, die letztendlich höher sind, als im Kontaktbereich der Knolle (vgl. auch Profil EB7 - EB6). Es kann sich somit nicht nur um reine Ausgleichvorgänge handeln. Im umgekehrten Sinne (Zufuhr in die Knolle) gilt das Gesagte auch für Rb. Dieses Verhalten ist vermutlich auch auf die - geochemisch verwandten - Hauptelemente Ca und K übertragbar, obwohl es hier zu keinen "Überschneidungen" kommt.

Aus experimentellen Untersuchungen des Verhaltens der Elemente K und Na im Kontaktbereich zwischen basaltischer Schmelze und teilgeschmolzenem Granit (WATSON & JUREWICZ, 1984) ist z.B. bekannt, daß Diffusionen von Elementen über den Kontakt auch gegen das primäre Konzentrationsgefälle ablaufen. Nach diesen Untersuchungen entscheidet der Aktivitätskoeffizient eines Elements in beiden Kontaktpartnern über die Richtung der Ionenwanderung. Die Diffusionen orientiert sich also primär am Ausgleich des chemischen Potentials, und nicht am Ausgleich des Konzentrationsgefälles.

zu 3., Profil EB9:

Der Vorgang einer mechanischen Mischung mit Nebengestein (vom Typ EB2) in dieser Knolle (etwa im Bereich der Profilteilproben EB9-5 bis EB9-1) zeigt sich eindeutig im Verhalten der untersuchten Elemente. Besonders deutlich ist dies für Fe, Ca und K zu erkennen. Der hier vorliegende Fall belegt zum einen, daß Mischungsvorgänge stattfinden können, und zum anderen, daß die sich dabei ergebenden Elementveränderungen klar von Austauschvorgängen durch Ionenwanderung unterscheidbar sind.

zu 4., Die Profile ES1, ES2, ES3:

Obwohl für den Perlgneis eine nennenswerte Teilschmelzbildung im Kontaktbereich ausgeschlossen werden kann, ergeben sich auch in den Tonalitproben deutliche und meist über das gesamte Profil gleichgerichtete Veränderungen der Elementgehalte. Betrachtet man z.B. die mittleren Ba- und Zn-Gehalte im Perlgneis, so sind diese vergleichbar mit den entsprechenden Gehalten im Kernbereich der Tonalitknollen. Dennoch ergibt sich aber für Ba eine Abnahme um ca. 100% und für Zn eine Zunahme von ca. 100% am Kontakt (vgl. auch Profile EB7 - EB6 und EB5).

Die Bedeutung dieser Ergebnisse liegt darin, daß das Nebengestein der Knollen ES1, ES2 und ES3 ein Perlgneis ist, der als Gneis definitionsgemäß keine Schmelze enthalten haben sollte. Das Nebengestein der Knollen vom Boxberg dagegen ("Paragranodiorit" nach LIST (1961)) hat während der variskischen Ära ein magmatisches Stadium durchlaufen. Dennoch zeigen sich in den Knollen ES1 - 3 und in Relation zum Nebengestein weitgehend ähnliche Elementverteilungen wie in den Knollen vom Boxberg. Die Form der Knollen vom Sicklasberg, ihre Lage nahe am Randbereich des großen Tonalitkörpers und ihre geochemische Ähnlichkeit mit diesem zeigen jedoch, daß sie als Ableger des Hauptkörpers zu deuten sind. Nahe am Kontakt zum Hauptkörper muß der Perlgneis also durch relativ kleine Kräfte (Knollen bis kleiner 20 cm) plastisch verformbar gewesen sein, hatte also magmaähnliche mechanische Eigenschaften.

zu 5., das Profil VO3 - VO4 - VO2:

Für fast alle untersuchten Elemente zeigt sich von Probe VO3 über VO4 zu VO2 eine Angleichung an den Kristallgranitchemismus. Im granodioritischen Bereich ergeben sich also keine Anzeichen mehr für Austauschvorgänge, bzw. selektive Ionenwanderung. Die Beobachtungen lassen sich als zum Kontakt hin verstärkte (mechanische) Aufnahme von Schmelzen mit annähernd (Kristall-) granitischem Chemismus deuten. Die Ursache dieser Schmelzen kann, muß aber nicht zwingend, im Granodiorit liegen. Mit Sicherheit kann nur gefolgert werden, daß durch Vorgänge am Kontakt ein Ausgleich der chemischen Unterschiede zwischen Granodiorit und Kristallgranit im Granodiorit stattgefunden hat.

9.3. VERGLEICH MIT GEOLOGISCHEN KÖRPERN GRÖßERER DIMENSION

Die in Tabelle 12 (Kapitel 9.1.) zusammengestellten prozentualen Abweichungen der Kontaktbereiche der Kleinbereichsprofile von deren Kernbereichen eignen sich sehr gut, um auf dieser Grundlage einen direkten Vergleich mit größeren geologischen Körpern anzustellen.

Im folgenden soll dies anhand von vier Beispielen aufgezeigt werden:

- a.) In Tabelle 15 sind für signifikante Elemente der basischen Dioritknollen deren gemittelte prozentuale Abweichungen aus Tabelle 12 aufgelistet. Diese werden verglichen mit den prozentualen Abweichungen der Mittelwerte von Gruppe 4 (Qz-Diorite) zu Gruppe 3 (basische Diorite). Dieser Vergleich soll Auskunft geben, ob die durch Kontakteinwirkung auftretenden Veränderungen in den Elementgehalten der basischen Dioritknollen parallelisierbar sind mit den chemischen Unterschieden zwischen basischem Diorit und Qz-Diorit.
- b.) In Tabelle 16 werden nach dem gleichen Schema wie bei a.) die Tonalitknollen verglichen mit den prozentualen Abweichungen der Mittelwerte für die klein- bis feinkörnigen Proben der Lok. Sicklasberg zu deren klein- bis mittelkörnigen Proben.
- c.) Tabelle 17 vergleicht das Granodioritprofil mit den prozentualen Abweichungen der Mittelwerte von Gruppe 6 (Ganggranodiorit) zu Gruppe 7 (Granodiorit).
- d.) Tabelle 18 vergleicht die Veränderungen im Nebengesteinsprofil der Probe EB6 mit den prozentualen Abweichungen von Proben der Randzone des Ödwieser Granits (Proben EO8 bis EO13) zu dessen Kernbereichsproben (Proben EO1 bis EO7).

zu a.):

Alle aufgeführten Elemente (diejenigen, deren Verhalten für alle Profile der basischen Dioritknollen als signifikant erarbeitet

Prozentuale Abweichung von	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Ni	Zn	Rb	Sr	Y	Nb
1* zu 2*	- 1	+ 9	- 11	- 39	+353	+ 14	- 9	- 32	+122	+532	- 34	+ 58	+ 11
3* zu 4*	- 6	+ 8	- 32	- 19	+141	+ 27	- 39	- 64	+ 44	+102	- 16	+ 48	+ 7

* : 1 = gemittelter Kontaktbereich aller basischen Dioritknollen

2 = gemittelter Kernbereich aller basischen Dioritknollen

3 = Mittelwert aller Proben der Gruppe 4 (Qz- Diorite)

4 = Mittelwert aller Proben der Gruppe 3 (basische Diorite)

Tabelle 15: Vergleich der Veränderung von Elementgehalten in Kleinbereichsprofilen mit den Elementgehaltsunterschieden in zwei Gesteinsgruppen. Erläuterungen siehe Text.

Prozentuale Abweichung von	SiO ₂	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	TiO ₂	MnO	Zn	Rb	Sr	Y	Ba
1* zu 2*	- 4	+ 21	+ 30	- 29	+ 33	+ 10	- 16	+ 98	+ 32	- 29	+ 40	- 42
3* zu 4*	- 2	+ 2	+ 22	+ 7	+ 6	0	+ 18	- 1	- 23	+ 15	- 29	+ 2

* : 1 = gemittelter Kontaktbereich aller Tonalit-Knollen

2 = gemittelter Kernbereich aller Tonalit-Knollen

3 = Mittelwert aller fein- bis feinkörnigen Proben der Lokalität Sicklasberg

4 = Mittelwert aller klein- bis mittelkörnigen Proben der Lokalität Sicklasberg

Tabelle 16: Vergleich der Veränderung von Elementgehalten in Kleinbereichsprofilen mit den Elementgehaltsunterschieden in zwei Gesteinsgruppen. Erläuterungen siehe Text.

Prozentuale Abweichung von	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	Cr	NI	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
1* zu 2*	+ 6	- 3	- 20	- 11	- 21	- 6	0	- 9	- 20	- 25	+ 36	- 20	- 26	+ 4	- 17	+ 7	- 32	- 24	- 21
3* zu 4*	+ 4	0	- 10	- 2	- 16	- 8	0	- 22	- 12	- 17	+ 21	0	- 9	+ 30	- 18	0	- 23	- 12	- 22

- * : 1 = Kontaktbereich des Granodioritprofils (Probe V02)
 2 = von Kontakteinwirkung am weitesten entfernte Probe des Granodioritprofils (Probe V03)
 3 = Mittelwert aller Proben der Gruppe 6 (Ganggranodiorite)
 4 = Mittelwert aller Proben der Gruppe 7 (Granodiorite)

Tabelle 17: Vergleich der Veränderung von Elementgehalten in einem Kleinbereichsprofil mit den Elementgehaltsunterschieden in zwei Gesteinsgruppen. Erläuterungen siehe Text.

Prozentuale Abweichung von	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	Cr	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
1* zu 2*	+ 1	+ 3	- 35	- 37	- 27	- 9	+ 98	+ 89	- 35	- 17	- 80	- 34	+ 7	+ 24	+ 15	- 20	- 32	- 182
3* zu 4*	+ 6	- 5	- 30	- 40	- 31	0	+ 11	- 44	- 39	- 38	- 37	- 40	+ 19	- 26	0	- 32	- 29	- 23

- * : 1 = Kontaktbereich der granitoiden Probe E16
 2 = von Kontakteinwirkung am weitesten entfernter Bereich der granitoiden Probe E16
 3 = Mittelwert aller Proben aus der Randzone des Ödwiiser Granits
 4 = Mittelwert aller Proben aus dem Kernbereich des Ödwiiser Granits

Tabelle 18: Vergleich der Veränderung von Elementgehalten in einem Kleinbereichsprofil mit den Elementgehaltsunterschieden in der "Randzone" eines Granitkörpers zu dessen "Kernzone". Erläuterungen siehe Text.

wurde) zeigen für Gruppe 4 / Gruppe 3 das gleiche Vorzeichen wie für die basischen Dioritknollen. Auch die Größenordnung der Unterschiede ist meist dieselbe. Insbesondere sind folgende Gemeinsamkeiten herauszustellen: Zunahme von Fe bei gleichzeitiger Abnahme von Mg und Ca, starke Zunahme für K und Rb.

Der diesem Vergleich zugrundeliegende Ansatz, die Qz-Diorite könnten sich als durch Krusteneinwirkung veränderte basische Diorite deuten lassen, wird durch die Daten in Tabelle 15 stark unterstützt.

zu b.):

Die aus den Tonalitknollen als signifikant (d.h. in allen Profilen reproduzierbares Verhalten) abgeleiteten Elemente zeigen im Vergleich zu den Tonalittypen vom Sicklasberg für Ca, Mn, Zn, Rb, Sr, Y und Ba ein gegenläufiges Verhalten. Nach diesem Befund erscheint es unwahrscheinlich, daß die den Kontaktbereich der Knollen verändernden Vorgänge auf den Vorgang schließen lassen, der zu der klein- bis feinkörnigen, randlichen Dioritfazies der Lok. Sicklasberg führte.

zu c.):

Alle RFA-analysierten Elemente zeigen ein gleichgerichtetes (bzw. zumindest nicht gegengerichtetes) Verhalten. Besonders signifikant erscheint das Konstantbleiben von K bei gleichzeitig leichter Zunahme von Rb, sowie die Zunahme von Cr.

Dieses Ergebnis unterstützt eindrucksvoll die diesem Vergleich zugrunde liegende Hypothese: Die gangartig auftretenden intermediären Gesteine (sie wurden im Abschnitt 6 als Ganggranodiorit eingestuft) lassen sich von dem als Granodiorit eingestuften Teil derart ableiten, daß eine Teilschmelze, die das Granodioritmagma im Nebengestein mobilisiert hat, dieses veränderte.

zu d.):

Auch dieser Vergleich führt - mit Ausnahme von Al, P und Sr - zu einem übereinstimmenden Elementverhalten. Es lassen sich somit Parallelen ziehen, einerseits zwischen dem durch vermehrten Anteil einer Schmelzphase bzw. Austauschvorgängen zum basischen Diorit

gekennzeichneten Teil des Nebengesteinprofils und der Randfazies des Ödwieser Granits, sowie andererseits zwischen dem restitischen Teil des Profils und der Kernfazies des Ödwieser Granits.

Zusammenfassend läßt sich zu diesen vier Vergleichen sagen, daß die im Kleinbereich beobachtbaren, kontaktabhängigen Vorgänge, übertragen auf bestimmte Gesteinstypen bzw. größere Magmatitkörper, Argumente für die Ursache von Veränderungen in den Elementgehalten letzterer liefern können.

Abschließend sei nochmal darauf hingewiesen (vgl. Kap. 9.1.), daß die Absolutzahlen der prozentualen Abweichungen bei den Kleinbereichsprofilen in starkem Maße davon abhängen, wie kleinräumig der Kontaktbereich analysiert wurde. Insofern ist die Tendenz des Elementverhaltens die entscheidende Größe, und nicht so sehr der Absolutgehalt.

9.4. SR - ISOTOPENUNTERSUCHUNG ENTLANG EINES PROFILS: BASISCHER DIORIT - GRANITOIDES NEBENGESTEIN

Das Kleinbereichsprofil EB6 - EB7 wurde für die Untersuchung der Sr-Isotopenverhältnisse ausgewählt, da zum einen ein Schwergewicht dieser Arbeit auf der Bearbeitung von Kleinbereichen liegt, und zum anderen mit diesen Proben sowohl das basischste Dioritglied als auch das typische Nebengestein vieler Lokalitäten erfaßt ist. Die Meßergebnisse sind in Tabelle 19 zusammengefaßt. Gemessen wurde an einem FINNIGAN MAT 261 Feststoffmassenspektrometer (Doppelauffänger) (siehe auch Kap. 3.1.).

Probe	87Sr/86Sr	Sr (RFA) (in ppm)	Rb (RFA) (in ppm)	87Rb/86Sr (berechnet aus RFA-Daten)
Basischer Diorit				
EB7-15	0.70597 ± 5 x 10 ⁻⁵	497	18	0.11
EB7-10	0.70626 ± 2 x "	479	31	0.19
EB7- 7	0.70694 ± 2 x "	467	42	0.26
EB7- 5	0.70864 ± 2 x "	459	61	0.39
EB7- 3	0.71019 ± 30 x "	409	77	0.55
EB7- 2	0.71168 ± 10 x "	380	104	0.80
EB7- 1	0.71394 ± 5 x "	334	148	1.29
Granitoides Nebengestein				
EB6- 1	0.71345 ± 3 x 10 ⁻⁵	413	154	1.09
EB6- 2	0.71416 ± 20 x "	379	140	1.07
EB6- 3	0.71467 ± 5 x "	337	142	1.23
Standard: NBS 987 87Sr/86Sr: 0.71024 ± 2 x 10 ⁻⁵				

Tabelle 19: Sr- Isotopenverhältnisse der Profilteilproben.
2-Sigma-Fehler für 87Sr/86Sr-Verhältnis. Sr und Rb aus RFA-Daten.
Berechnung des 87Rb/86Sr-Verhältnisses aus RFA-Daten.

In Abbildung 22 sind die gemessenen Sr-Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von der Lage der jeweiligen Teilprobe im Kleinbereichsprofil aufgetragen (Kurve mit der Bezeichnung "heute"). Es zeigt sich ein steiler Anstieg im Sr-Isotopenverhältnis im basischen Diorit bei Annäherung an den Kontakt zum granitoiden Nebengestein. Für letzteres ergibt sich ein leichter Abfall der Verhältnisse zum Kontakt. Rechnet man mit Hilfe der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (ermittelt aus den RFA-Rb/Sr-Verhältnissen, multipliziert mit dem Faktor 2.91 zur Umrechnung vom Element- in Isotopenverhältnis) auf verschiedene Alter zurück (varistische und kaledonische), so läßt sich aus den resultierenden Kurven eine Abschätzung des wahrscheinlichen Zeitpunkts der Kontakteinwirkung angeben. Als Argumentation für die "sinnvollste" Kurve, und damit für die Altersabschätzung können drei Annahmen herangezogen werden:

- Die Teilproben EB7-15 und EB7-10 sind von den Kontakteinwirkungen nicht betroffen, sollen also gleiche Sr-Isotopenverhältnisse zeigen (vgl. auch Abb. 16 bis 21).
- Die gleiche Annahme gilt auch für die Nebengesteinsteilproben EB6-2 und EB6-3. Diese Annahme wird durch die Ergebnisse in Kapitel 9.2.2. gestärkt. Dort ergab sich ein deutlicher Hinweis, daß die Austauschvorgänge am Kontakt im Nebengestein nur wenige Zentimeter weit zu Veränderungen führen.
- Die Veränderung der Sr-Isotopenverhältnisse im basischen Diorit in Richtung auf den Kontakt führt zu einer stetigen und "glatten" Kurve in Abb. 22.

Diese Annahmen sind dann am besten erfüllt, wenn man auf ein Alter von ca. 260 bis 300 ma zurückrechnet. Es ist zu betonen, daß alle drei Annahmen nur für diesen Zeitraum verwirklicht sind, und daß sowohl für spätere wie frühere Altersvorgaben zumindest zwei Annahmen nicht mehr erfüllt sind (siehe Abb. 22). Somit läßt sich der Zeitraum der chemischen Veränderungen im Kontaktbereich mit hoher Wahrscheinlichkeit der varistischen Ära zuordnen. Danach wären die initialen Sr-Isotopenverhältnisse für die beiden Gesteinstypen folgendermaßen einzugrenzen:

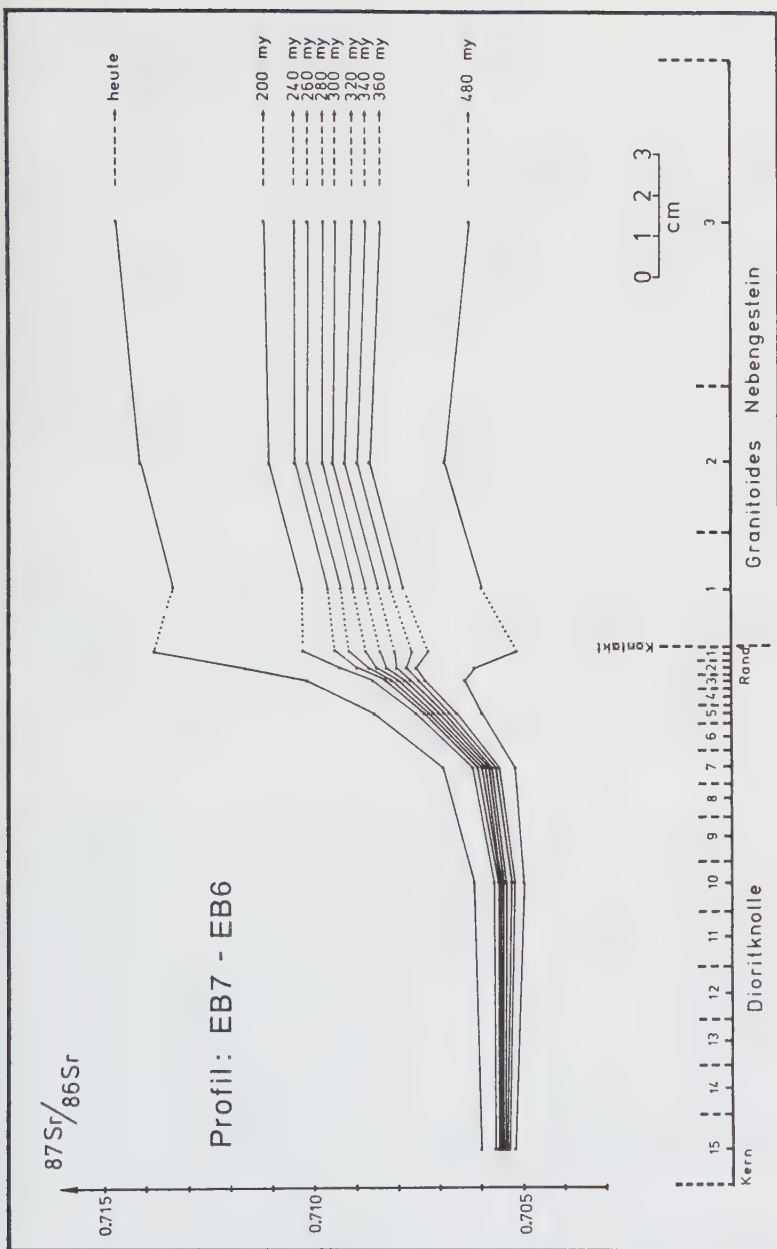


Abbildung 22: Sr-Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit zur Lage im Kleinbereichsprofil. Die Profilkurve mit der Bezeichnung "heute" zeigt die gemessenen Sr-Isotopenverhältnisse an. Die übrigen Kurven geben 87Sr/86Sr-Verhältnisse an, die für verschiedene Zeiten in der Vergangenheit berechnet wurden. Erläuterungen siehe Text.

Basischer Diorit :	ca. 0.7055	87Sr/86Sr
Granitoides Nebengestein:	ca. 0.7090 - 0.7100	87Sr/86Sr

Diese Methode der Altersabschätzung bei Kleinbereichsprofilen wurde von BACHMANN & GRAUERT (1986) für metamorphe Gesteine angewandt. Deren Untersuchung führte zu folgendem Ergebnis: Wenn man aus den 87Sr/86Sr- und den 87Rb/86Sr-Analysendaten die 87Sr/86Sr-Verhältnisse für verschiedene Zeiten in der Vergangenheit berechnet und diese Verhältnisse gegen einen geeigneten räumlichen Parameter aufträgt, so erhält man in Diagrammen wie Abb. 22 Profile, die sich um so mehr glätten, je weiter man in die Vergangenheit zurückgeht, bis irgendwann eine minimale "Unebenheit" erreicht wird, die bei noch weiterem Zurückschreiten dann wieder zunimmt (vgl. Abb. 22).

Die oben abgeschätzten Sr-Isotopenverhältnisse lassen für den überwiegenden Anteil am Magma des basischen Diorits eine Herkunft aus Bereichen des oberen Mantels annehmen. Für das granitoide Nebengestein ergibt sich ein Wert, der gut zu anderen varistischen Magmatiten passt (Hauzenberger Granit II, Ödwieser Granit; vgl. dazu Tabelle 2 in Kapitel 1.2.2.).

Die in Tabelle 19 aufgelisteten Sr-Isotopenverhältnisse belegen eindeutig, daß ein kontaktübergreifender Sr-Isotopenaus-tausch stattgefunden hat, der aber zu keiner Sr-Isotopenhomogenisierung im betrachteten Kleinbereichsprofil geführt hat. Während die Gehalte an Sr im basischen Diorit zum Kontakt hin deutlich abnehmen, also auf eine beträchtliche Abfuhr von Sr aus der basischen Dioritknolle weisen, zeigen die 87Sr/86Sr-Verhältnisse ein gegenläufiges Verhalten. Dies läßt sich nur damit erklären, daß man, gegen das primäre Konzentrationsgefälle am Kontakt und gegen den Haupttrend der Sr-Ionenwanderung, auch eine Zufuhr von Sr aus dem Nebengestein in die Knolle annimmt. Das bestätigt diesbezügliche Aussagen von Kapitel 9.2.2..

10. GEOCHEMIE DER BIOTITE

Die 38 Biotitanalysen lassen sich thematisch in zwei Gruppen aufteilen:

1. Analysen aus dem von Gneis geprägten, westlichen Teil des Arbeitsgebietes. Sie teilen sich auf in:

- Grobkörniger Cordierit-Sillimanit-Gneis (n= 4)
- Perlgneis (n= 8)
- Ödwieser Granit (n=12)
- Tonalit (Lokalität Sicklasberg) (n= 4)

2. Analysen von Proben der Lokalität Boxberg und deren granito-
idem Nebengestein:

- Basischer Diorit (n= 2)
- Gabbro (n= 2)
- Granitoides Nebengestein (jeweils gemittelte Doppelanalyse) (n= 3)

An mehreren Stellen dieses Kapitels wird sich die zur Verfügung stehende Anzahl an Biotitanalysen eines Gesteinstyps als zu gering erweisen, um gesicherte Aussagen treffen zu können. Es ist jedoch zu beachten, daß die Untersuchung der Biotite in dieser Arbeit von Beginn an nur eine untergeordnete Bedeutung hatte. Der Grund für die Biotitanalytik liegt in der Hoffnung, durch zusätzliche methodische Ansätze, weitere genetische Argumente zu erhalten, und nicht darin, mittels der Biotite eigenständige Argumentationsgebäude aufzubauen. Die beiden thematischen Gruppen werden in den folgenden Betrachtungen parallel behandelt. Den Aussagen wird jeweils "zu 1." oder "zu 2." vorangestellt, entsprechend obiger Aufteilung. In Anhang D sind die Analysenergebnisse aller Biotitpräparate und deren Strukturformel aufgelistet. Die Herstellung der Präparate erfolgte derart, wie bei SCHULZ (1982) beschrieben.

Zunächst sind die Biotite in Abb. 23 a+b (aufgeteilt nach den zwei Themenbereichen) in einem Feld dargestellt, das durch die vier Endglieder Phlogopit, Annit, Siderophyllit und Eastonit begrenzt wird.

zu 1.:

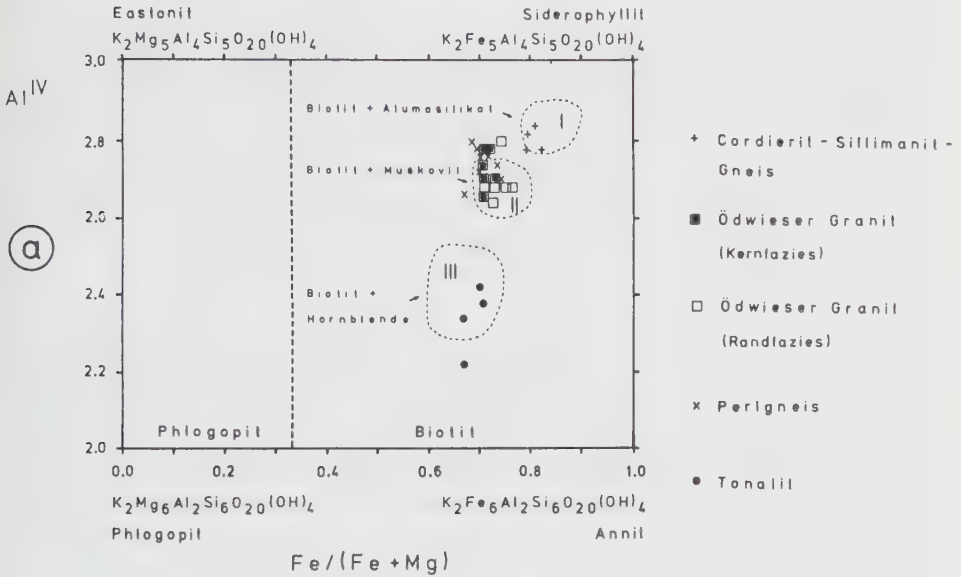
Auffallend ist, daß die Biotite des Ödwieser Granits mit denen der Perlgneise zusammenfallen, während sich für Tonalit und Cordierit-Sillimanit-Gneis gut abgrenzbare Lagefelder ergeben. Betrachtet man das FeO/MgO -Verhältnis, so zeigt sich eine in etwa kontinuierliche Zunahme vom Tonalit über Granit zum Cordierit-Sillimanit-Gneis. Letzterer läßt sich auch eindeutig vom Perlgneis abgrenzen.

Für die Interpretation der Proben aufgrund des Anteils von vierwertig gebundenem Aluminium und des $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ Verhältnisses lassen sich Untersuchungen von ALBUQUERQUE (1973) heranziehen. Dessen Bearbeitung der Biotite von tonalitischen bis granitischen Gesteinen ergab, daß der Al-IV Anteil und das $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ Verhältnis der Biotite abhängig sind von weiteren Al-betonten Phasen im Gestein. In Abb. 23 a sind die Lagebereiche nach ALBUQUERQUE (1973) als gestrichelt umrandete Felder eingezeichnet (Feld I, II, III) und benannt. Danach zeigt sich weitgehende Übereinstimmung, denn die Tonalite können Hornblende führen und für die Cordierit-Sillimanit-Gneise läßt sich das Alumo-Silikat bereits im Namen ablesen. Nach SCHULZ (1982) tritt auch im Perlgneis Sillimanit neben Muskovit auf, und sogar im Ödwieser Granit läßt sich neben Muskovit reliktsicher Sillimanit nachweisen.

Die hier zum Vergleich herangezogenen Tonalite (ALBUQUERQUE, 1973) sind im Übrigen herzynischen Alters und werden von ALBUQUERQUE (1971) aufgrund petrographischer und geochemischer Untersuchungen als Hybridgesteine eingestuft, entstanden durch Mischung von basischem Material mit granitischen Magmen.

Abbildung 23 a ist vor allem für die Problematik der Genese des Ödwieser Granits bedeutsam. Das Zusammenfallen der Lagebereiche von Perlgneis und Ödwieser Granit deutet auf eine sehr enge genetische Beziehung. Die Aufteilung in Ödwieser Kern- und Randbereich ist anhand der dargestellten Biotitparameter nicht möglich.

Gebiet Ödwieser Granit - Perlgneis



Lokalität Boxberg

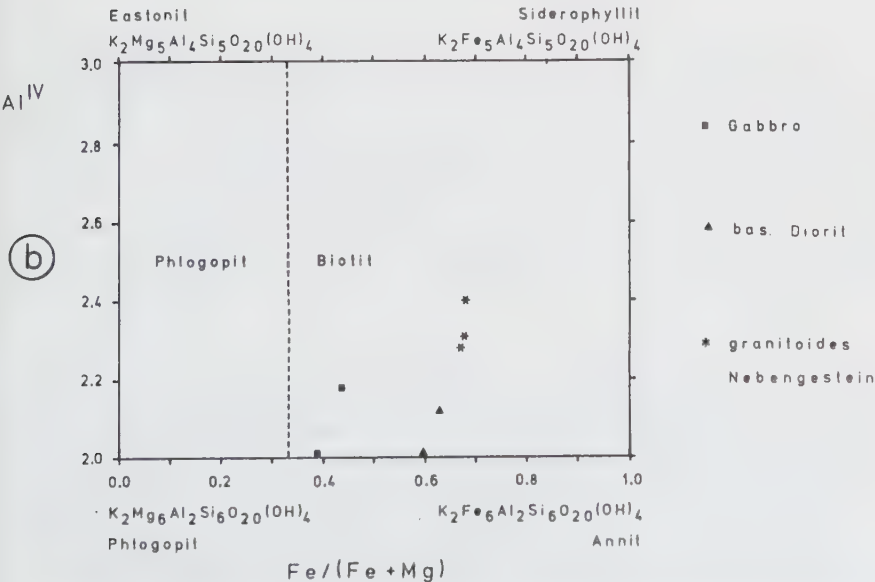


Abbildung 23: Biotitanalysen aus dem Gebiet Ödwieser Granit - Perlgneis (a) und von der Lokalität Boxberg (b) dargestellt in Abhängigkeit von Al^{IV} und Fe/(Fe+Mg). Erläuterungen siehe Text.

zu 2.:

Abbildung 23 b zeigt für die Biotite der Gabbroproben eine klare Abgrenzung zu allen übrigen Biotiten der Abbildungen 23 a und b, insbesondere zu den Biotiten der basischen Diorite, aufgrund ihrer höheren MgO- und niedrigeren FeO- Gehalte. Für das granitoide Nebengestein der Lokalität Boxberg ergibt sich ein Lagefeld, das mit dem der Tonalite (Abb. 23 a) zusammenfällt. Dies steht mit ALBUQUERQUE (1973) in Einklang, da das Nebengestein der Lok. Boxberg (Paragranodiorit) auch Hornblende führen kann.

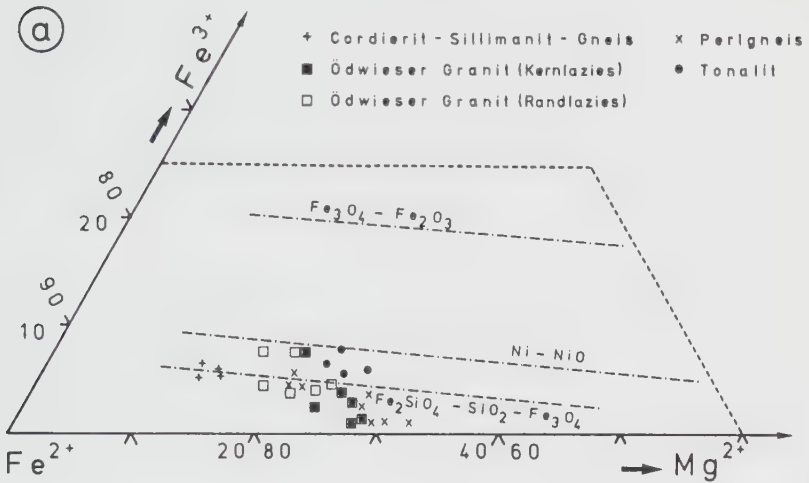
Für die Biotite der granitischen Gesteinstypen und des Perlgnaises ist in diesem Zusammenhang ein Vergleich mit der chemischen Zusammensetzung der Gesamtgesteine interessant. Vergleicht man die chemische Zusammensetzung des Kernbereichs des Ödwieser Granits mit der des granitoiden Nebengesteins (Tabelle 10 in Kap. 8.1.), zeigt sich weitgehende Übereinstimmung. Gegenüber dem Perlgnais grenzen sich beide u.A. durch wesentliche Differenzen in den Gehalten von K_2O , FeO und Zr ab. Anhand der Chemie des Biotits ergibt sich im Gegensatz dazu eindeutig, daß zwischen Perlgnais und Ödwieser Granit ein Zusammenhang besteht, während sich der Paragranodiorit klar vom Ödwieser Granit und Perlgnais abgrenzt.

In Abbildung 24 a+b wird das $Fe^{3+}/Fe^{2+}/Mg^{2+}$ - Verhältnis dargestellt. Der Anteil an dreiwertigem Eisen im Biotit wird als Maß dafür angesehen, wie hoch die Sauerstoffugazität zum Zeitpunkt des Kristallwachstums war (EUGSTER & WONES; 1962). Die in das ternäre System $Fe^{2+} - Mg^{2+} - Fe^{3+}$ eingetragenen Strich-Punkt-Linien geben die Zusammensetzung "gepufferter" Biotite für die Puffersysteme Magnetit - Hämatit, Ni - NiO, und $FeSiO_4 - SiO_2 - Fe_3O_4$ an.

zu 1.:

Für die Cordierit-Sillimanit-Gneise zeigt sich ein eng begrenztes Lagefeld, das durch die Linie für das Puffersystem Fayalit - Quarz - Magnetit etwa halbiert wird. Die Mehrzahl der Proben von der Kernfazies des Ödwieser Granits und des Perlgnaises zeigen einen nur sehr geringen Fe^{3+} -Anteil. Dies stellt beide Gesteinstypen wiederum in engere genetische Beziehung, und deutet auf ein zumin-

Gebiet Ödwieser Granit - Perlgnais



Lokalität Boxberg

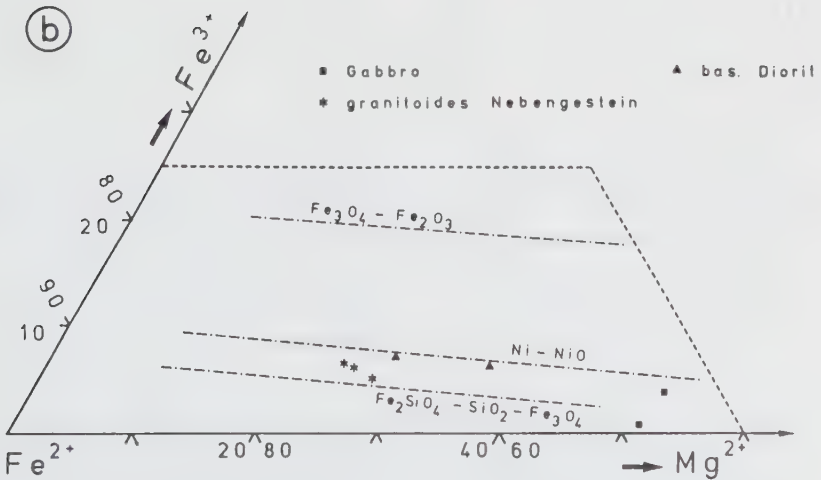


Abbildung 24: Ausschnitt aus dem ternären System $Fe^{2+} - Mg^{2+} - Fe^{3+}$ mit der Lage der Biotite für das Gebiet Ödwieser Granit - Perlgnais (a) und für die Lokalität Boxberg (b). Erläuterungen siehe Text.

dest teilsedimentäres Ausgangsmaterial für den Ödwieser Granit. Für die Proben der Randfazies ergibt sich in der Tendenz ein Hinweis auf einen erhöhten Sauerstoffpartialdruck, wie er z.B. durch einen größeren Anteil granitoider Schmelzen bedingt sein könnte. Zwischen den Tonaliten und den Randproben des Ödwieser Granits zeigen sich nur geringe Unterschiede, was auf ähnliche Sauerstoffugazitäten bei der Bildung der Biotite schließen läßt.

zu 2.:

Für die Lokalität Boxberg (Abb. 24 b) zeigt sich, daß für die Biotite der basischen Diorite eine Lage nahe der Linie für das System Ni - NiO gegeben ist, während das granitoide Nebengestein wieder in einen Bereich fällt (vgl. Abb. 24 a), den auch die Tonalite einnehmen. Die Lage der beiden Gabbro-Biotite läßt keine besondere Deutung zu.

Insgesamt läßt sich für alle Biotite festhalten, daß die obere Grenze der Sauerstoffugazität in allen Gesteinstypen in dem Bereich lag, den im Experiment das Puffersystem Ni - NiO vorgibt. Insbesondere die von Paramaterial abzuleitenden Gesteine (Gneise) orientieren sich in der Mehrzahl am System Fayalit - Quarz - Magnetit. Dies läßt auf unterschiedliche Bildungsbedingungen, bzw. auf voneinander abgrenzbare Bildungsbereiche mit unterschiedlichem Sauerstoffpartialdruck für Gneise und Magmatite schließen.

Im Folgenden soll noch das geochemische Verhalten der Biotite im Zusammenhang mit den Kleinbereichsprofiluntersuchungen betrachtet werden. Für drei Profile wurden Biotitpräparate hergestellt:

a.) Profil EB7 (basische Dioritknolle, Lok. Boxberg). Ein Präparat aus dem Kernbereich der Knolle (EB7-14) und eines aus dem Kontaktbereich (EB7-2).

b.) Profil ES2 (Tonalitknolle, Lok. Sicklasberg). Ein Präparat aus dem Kernbereich der Knolle (ES2-3), eines aus dem Kontaktbereich (ES2-1).

c.) Profil EB6 (granitoides Nebengestein, Lok. Boxberg). Die drei Teilbereiche des Profils wurden im Laufe der Aufbereitung im Stadium Haselnuß-großer Stücke jeweils halbiert und getrennt weiterbearbeitet. Dies diente zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit. Von jeder der so gegebenen 6 Teilproben wurden auch Biotite abgetrennt. Im Folgenden wird nur der Mittelwert jedes der drei Teilbereiche des Profils betrachtet. Die Analysenergebnisse der Biotite aller 6 Teilproben können im Anhang D verglichen werden.

In Tabelle 20 sind die im folgenden diskutierten Biotitanalysen, bzw. Mittelwerte davon, aufgelistet.

zu a.), Basische Dioritknolle:

Betrachtet man die Unterschiede der Randbiotite zu den Kernbiotiten, so zeigen sich eindeutige Gehaltsveränderungen. Zunahme zum Kontakt ergibt sich für TiO_2 (+ 67%), Fe_2O_3 (+ 17%), FeO (+ 11%), MnO (+ 143%), K_2O (+ 11%), Zn (+ 16%), Rb (+ 64%) und Y (+ 79%). Abnahme der Gehalte zeigt sich für MgO (- 17%), Cr (- 58%), Ni (- 48%) und Ba (- 70%). Die Biotite stellen im Kontaktbereich - wie im petrographischen Teil ausführlich dargestellt - die einzige mafische Komponente dar (neben Erz). Im Kernbereich sind sie gegenüber Orthopyroxen und Amphibol untergeordnet. Die Biotite des Kontaktbereichs sind somit aus der Umwandlung anderer mafischer Phasen hervorgegangen, unterstützt durch selektive Zufuhr von Ionen aus dem Nebengestein. Die oben dargestellten Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung untermauern, daß sich die als primär zu bezeichnenden Biotite des Kernbereichs eindeutig von Biotiten unterscheiden lassen, die aus Umwandlungs- und Assimilationsvorgängen entstanden sind. Insbesondere signifikant erscheint die Verschiebung des FeO/MgO - Verhältnisses zugunsten von FeO zu sein, neben einer Zunahme von K_2O , einer starken Zunahme von TiO_2 und Rb , sowie einer starken Abnahme von Cr , Ni und Ba .

zu b.), Tonalitknolle:

Die Situation der Biotite in der Tonalitknolle unterscheidet sich von der in der basischen Dioritknolle insofern wesentlich, als in der gesamten Tonalitknolle Biotit (neben Erz) die einzige mafische Komponente darstellt. Die Unterschiede zwischen den Biotiten des Kern- und Randbereichs können somit nicht mit Mineralumwandlungen

	EB7-14 (Kern)	EB7-2 (Rand)	ES2-3 (Kern)	ES2-1 (Rand)	EB6-3 (Rest.)	EB6-1 (Kont.)	ÖG-Kern (MW)	ÖG-Rand (MW)	Perlgn. (MW)	C.S.Gneis (MW)
SiO ₂	38.4	37.6	35.6	35.4	36.2	35.3	36.0	36.1	36.2	35.4
TiO ₂	1.80	3.00	3.36	3.14	3.45	3.89	3.30	2.91	3.11	3.47
Al ₂ O ₃	15.1	15.8	18.6	18.9	16.6	17.1	18.0	18.3	19.3	19.4
Fe ₂ O ₃	1.90	2.22	1.93	1.62	1.58	2.06	0.99	1.53	0.94	1.68
FeO	16.62	18.51	19.90	19.52	19.80	19.95	20.45	20.93	19.82	22.66
MnO	0.07	0.17	0.18	0.14	0.15	0.20	0.24	0.25	0.21	0.13
MgO	13.45	11.20	8.77	8.39	10.04	9.66	8.52	7.76	8.55	5.80
CaO	0.38	0.26	0.12	0.04	0.04	0.09	0.22	0.22	0.15	0.13
Na ₂ O	0.17	---	---	---	---	---	---	---	---	---
K ₂ O	8.33	9.24	9.28	9.48	9.47	9.14	9.52	9.21	9.14	9.12
P ₂ O ₅	0.12	---	0.14	---	---	---	---	---	---	---
Summe	96.34	98.09	97.88	96.73	97.33	97.39	97.24	97.21	97.42	97.79
Cr	552	234	46	61	233	163	186	199	389	473
Co	112	108	97	97	181	175	107	118	109	129
Ni	158	82	40	56	73	90	56	60	54	116
Zn	391	544	415	530	435	421	469	517	484	316
Rb	248	406	488	500	521	536	656	896	653	584
Sr	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Y	28	50	62	65	53	67	83	132	98	71
Zr	---	---	---	---	---	---	266	353	367	213
Nb	---	---	102	73	88	97	96	109	72	61
Ba	4679	1397	3049	1164	2247	1840	982	588	734	1039

Tabelle 20: Biotitanalysen der Kleinbereichsprofile und Mittelwerte der Biotitanalysen für Ödwieser Granit Kernfazies, Ödwieser Granit Randfazies, Perlgn. Gneis, Cordierit-Sillimanit Gneis.

erklärt werden, sondern müssen ausschließlich in der Reaktion mit dem Nebengestein begründet sein. In der Tendenz zeigen sich - verglichen mit den Biotiten der basischen Dioritknolle - deutlich geringere Unterschiede zwischen Kern- und Randbiotit. Vor allem FeO, MgO, K₂O und Rb bleiben nahezu konstant. Cr und Ni nehmen - im Gegensatz zu den Biotiten der basischen Dioritknolle - zum Kontakt hin zu. Einzig Ba zeigt eine vergleichbare, starke Abnahme zum Rand.

Verallgemeinert man die Ergebnisse aus beiden Knollen zu einem allgemeinen Verhalten der Biotite in intermediären Magmatiten (eine Vorgehensweise, die durch die geringe Anzahl von Analysen bedenklich ist), so läßt sich folgendes festhalten:

- Barium scheint bei Biotiten, die durch Kontakteinwirkung sprossen, wesentlich schlechter eingebaut werden zu können.

- Bei Biotiten, die sich durch Umwandlung aus anderen mafischen Komponenten bilden, verschiebt sich das FeO/MgO- Verhältnis zugunsten von FeO, und nimmt K₂O und Rb, sowie TiO₂, deutlich zu.

zu c.), Granitoides Nebengestein:

Für das Nebengesteinsprofil ist zu beachten, daß hier eine Abnahme des Biotitanteils zum Kontakt hin zu beobachten ist. Die Ursache hierfür liegt im zunehmenden Anteil einer Schmelzphase in Richtung auf den Kontakt. Aus dem petrographischen Befund läßt sich schließen, daß aus der zugeführten Schmelzphase so gut wie kein Biotit auskristallisierte, sodaß es sich auch am Kontakt um die "gleichen" Biotite handelt wie im restitischen Teil des Profils, mit dem Unterschied, daß die Biotite am Kontakt mit der zugeführten Teilschmelze u.U. reagiert haben, daß sich also neue Gleichgewichte eingestellt haben könnten. Betrachtet man, in gleicher Weise wie bei den Knollen, die Unterschiede im Biotitchemismus, läßt sich folgendes feststellen: Die Biotite aus dem Bereich mit dem erhöhten Teilschmelzanteil zeichnen sich durch deutlich höhere Gehalte an TiO₂ (+ 13%) und Fe₂O₃ (+ 30%) aus. Niedrigere Gehalte ergeben sich für K₂O (- 4%), Cr (- 30%) und Ba (- 18%). Die hier angegebenen Elemente sind in ihrer Veränderung auch

signifikant, da die mittlere Profilteilprobe (EB6-2) auch jeweils Gehalte zwischen den beiden Profilendproben aufweist. In etwa konstant bleibt FeO, während MgO leicht abnimmt (- 4%). Von Bedeutung scheint auch, daß Rb etwas zunimmt (+ 3%), obwohl K₂O abnimmt.

Nach diesem Befund ist es nun interessant, einen Vergleich zum Verhalten der Biotite in der Kern- bzw. Randfazies des Ödwieser Granits zu ziehen. Im Lichte der Ergebnisse aus Profil EB6 ergeben sich verblüffende Übereinstimmungen, wenn man die Randfazies mit dem Kontaktbereich des Profils parallelisiert, und entsprechend die Kernfazies mit dem restitischen Teil des Profils. So zeigt sich beim Ödwieser Granit ebenfalls eine deutliche Zunahme von Fe₂O₃ (+ 54%) zur Randfazies hin. Auch das ungefähre Konstantbleiben von FeO bei gleichzeitiger Abnahme von MgO (- 9%), sowie die Abnahme von K₂O (- 3%) bei gleichzeitiger Zunahme von Rb (+37%) und die starke Abnahme von Ba (- 40%) sind gleichgerichtete Verhalten in Bezug auf Profil EB6.

Auch aus den Biotitanalysen (vgl. Kap. 9.3.) läßt sich somit der Verdacht ableiten, daß die Randfazies des Ödwieser Granits einen Bereich darstellt, der durch Zufuhr einer Teilschmelze (eines granitoiden Muttergesteins, z.B. Ödwieser Granit vor dem Ereignis einer Aufteilung in Kern- und Randfazies) verändert wurde, während der Kernbereich des Ödwieser Granits u.U. leicht restitischen Charakter hat, und dadurch dem Perlgneis (der wesentlichen Anteil an der Genese des gesamten Ödwieser Granits hat) wieder ähnlicher wurde.

11. GENETISCHE ENTWICKLUNGSMÖGLICHKEITEN DER INTERMEDIÄREN UND BASISCHEN MAGMATITE

Aus der bisherigen Bearbeitung der intermediären und basischen Magmatite ergeben sich Hinweise auf genetische Entwicklungspfade unter Beteiligung von Kristallisationsdifferentiation, Magmenmischung und Assimilation für die verschiedenen Magmatittypen. In diesem Kapitel sollen die Möglichkeiten einer genetischen Entwicklung, die jeweils nur einen Mechanismus ausschöpft (z.B. nur Assimilation), näher betrachtet werden. Die Unterkapitel 11.1 bis 11.3 behandeln die Entwicklungsmöglichkeiten der verschiedenen Magmatitgruppen jeweils getrennt unter dem Aspekt der Kristallisationsdifferentiation, der Magmenmischung und der Assimilation.

11.1. MÖGLICHE BEITRÄGE DURCH KRISTALLISATIONSDIFFERENTIATION

Betrachtungen dieser Art sind sinnvoll, wenn ein geeigneter Ausgangspunkt (i.A. das basischste Gestein) zur Verfügung steht. Für eine Modellierung der Hauptelemente ist es aber auch unerlässlich, die chemische Zusammensetzung der Phasen, die fraktioniert worden sein könnten, möglichst exakt zu kennen. Für Spurenelementmodellierungen ist es wesentlich, die Verteilungskoeffizienten dieser Elemente in den beteiligten Minerale annähernd abschätzen zu können. Der Schwerpunkt der analytischen Methoden dieser Arbeit orientierte sich jedoch nicht primär an diesen Voraussetzungen (außer Biotit keine Mineralanalysen). Dadurch können in diesem Kapitel nur grobe Möglichkeiten aufgezeigt werden, deren Aussagekraft durch die vielen notwendigen Annahmen stark eingeschränkt ist.

Als Ausgangspunkt von Fraktionierungsvorgängen, die zu den intermediären Magmatiten führen, kommen einerseits der K_2O -arme Gabbro, andererseits der basische Diorit in Frage. Weiterhin läßt sich diskutieren, ob zwischen den beiden basischen Magmatittypen eine genetische Beziehung durch Fraktionierung hergestellt werden kann.

In Tabelle 21 sind errechnete chemische Zusammensetzungen, die sich durch Entzug von einem Mineralgemenge aus dem Ausgangschemismus (= angenommenes Ausgangsmagma) ergeben, dem "Sollchemismus" (also dem Mittelwert einer basischen oder intermediären Gesteinsgruppe) gegenübergestellt. Berechnet wurden die Gehalte an Hauptelementen anhand der in Tabelle 22 angegebenen Mineralchemismen, und die ausgewählten Spurenelemente Ba, Rb, Sr und Ce anhand der Verteilungskoeffizienten K_D dieser Elemente (Fraktionierungsbedingungen angenommen nach Rayleigh), die in Tabelle 23 aufgelistet sind. Zusätzlich ist noch Zr angegeben, das derart berechnet wurde, als wäre der Verteilungskoeffizient von Zr für die beteiligten Minerale beliebig klein. Tabelle 21 ist folgendermaßen zu lesen: In den Spalten 1, 3, 5, 7 und 9 sind die Mittelwerte für die Gesteinsgruppen K_2O -armer Gabbro, Basischer Diorit, Qz-Diorit, Tonalit und Granodiorit aufgelistet. Spalte 2 gibt den errechneten Chemismus an, der sich nach Entzug von 40% Mineralgemenge (25% Olivin, 63% Plagioklas, 12% Klinopyroxen) aus dem Gabbro ergibt. Dadurch zeigt sich für bestimmte Elemente eine Annäherung an die chemische Zusammensetzung des basischen Diorit. Spalte 2 ist also mit Spalte 3 zu vergleichen. Analog sind in den Spalten 4, 6 und 8 errechnete chemische Zusammensetzungen angegeben. Die dabei fraktionierten Phasen und deren Anteile sind in Tabelle 21 erläutert. Somit ist Spalte 4 mit Spalte 5 zu vergleichen, Spalte 6 mit Spalte 7, und Spalte 8 mit Spalte 9. Als Ausgangspunkt für die Annäherung an den Chemismus von Tonalit (Spalte 7) und Granodiorit (Spalte 8) wurde die errechnete Annäherung (Spalte 4) an den Qz-Diorit verwendet (mit Ausnahme von K_2O und Rb). Im Folgenden werden nun 5 Entwicklungsmöglichkeiten betrachtet: Vom K_2O -armen Gabbro zum basischen Diorit (1), vom basischen Diorit zum Qz-Diorit (2), vom Qz-Diorit zum Tonalit (3), vom Tonalit zum Granodiorit (4), und vom Qz-Diorit zum Granodiorit (5).

zu (1), vom K_2O -armen Gabbro zum basischen Diorit:

Nimmt man an, daß im wesentlichen Plagioklas (Bytownit) neben einem Mg- betonten Olivin und etwas Klinopyroxen als Mineralgemenge zunächst aus dem Gabbromagma auskristallisiert ist und fraktioniert wurde, so ergibt sich, um sich den chemischen Gehal-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50.3	52.2	52.1	53.6	53.5	57.1	57.9	57.8	58.2
TiO ₂	.61	1.02	2.34	2.64	2.45	2.04	1.82	1.93	1.86
Al ₂ O ₃	18.7	17.3	16.9	15.3	15.8	15.7	16.3	15.6	16.0
FeO	6.82	8.63	8.43	8.96	9.08	7.29	6.88	7.27	6.58
MgO	8.38	5.35	6.01	4.34	4.11	3.47	3.67	2.51	2.80
CaO	9.35	7.25	7.72	6.64	6.22	4.74	4.89	4.55	4.58
Na ₂ O	2.68	3.25	2.26	2.46	2.89	2.66	2.29	2.52	3.13
K ₂ O	.92	1.45	.93	1.27	2.24	2.65*	3.19	3.02*	3.70
P ₂ O ₅	.16	.27	.54	.77	.69	.48	.53	.71	.74
Summe	97.92	96.72	97.23	95.98	96.98	96.13	97.47	95.91	97.59
Rb	28	46	42	58	85	110*	122	130*	128
Sr	500	223	482	312	403	346	398	297	392
Ba	347	570	750	997	1074	1263	1233	1451	1508
Zr	116	193	322	458	469	595	402	705	651
Ce	32	49	76	103	97	102	104	118	168

* : Gehalt wurde mit dem Wert für Qz.-Diorit errechnet (Spalte - 5 -).

- 1 - Mittelwert K₂O- armer Gabbro (Gruppe 9)
- 2 - Chemische Zusammensetzung nach Fraktionierung von 40% Mineralgemenge (25% Olivin, 63% Plagioklas I, 12% Klinopyroxen) aus -1-.
- 3 - Mittelwert Basischer Diorit (Gruppe 3)
- 4 - Chemische Zusammensetzung nach Fraktionierung von 30% Mineralgemenge (64% Plagioklas II, 33% Orthopyroxen, 3% Ilmenit) aus -3-.
- 5 - Mittelwert Quarz-Diorit (Gruppe 4)
- 6 - Chemische Zusammensetzung nach Fraktionierung von 23% Mineralgemenge (22% Plagioklas II, 66% Hornblende, 8% Ilmenit, 4% Apatit) aus -4-.
- 7 - Mittelwert Tonalit (Gruppe 5)
- 8 - Chemische Zusammensetzung nach Fraktionierung von 35% Mineralgemenge (38% Plagioklas II, 10% Orthopyroxen, 43% Hornblende, 7% Ilmenit, 2% Apatit) aus -4-.
- 9 - Mittelwert Granodiorit (Gruppe 7)

Tabelle 21 : Hauptelement- und Spurenelementmodellierung für basische und intermediäre Gesteinstypen durch Entzug eines Mineralgemenges in den angegebenen Proportionen. Zusammensetzung der Minerale siehe Tab. 22. Für die Spurenelemente Rb, Sr, Ba und Ce wurden Verteilungskoeffizienten verwendet, die in Tab 23 aufgelistet sind. Weitere Erläuterungen siehe Text.

	Olivin	Cxp	Opx	Plag.I	Plag.II	Hbl	Il	Ap
SiO ₂	41	53	52	49	56	45	--	--
TiO ₂	--	--	--	--	--	1	50	--
Al ₂ O ₃	1	3	1	32	28	12	--	--
FeO	13	7	17	--	--	16	50	--
MgO	44	16	30	--	--	11	--	--
CaO	1	20	--	16	10	13	--	56
Na ₂ O	--	1	--	2.8	5	1	--	--
K ₂ O	--	--	--	0.2	1	1	--	--
P ₂ O ₅	--	--	--	--	--	--	--	44
Summe	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabelle 22: Chemische Zusammensetzung der zur Modellierung von Gesamtgesteinschemismen verwendeten Minerale. Die hier angegebenen Zahlen sind Schätzwerte, die sich an Mineralzusammensetzungen vergleichbarer Gesteinstypen aus der Literatur (z.B. DEER et al.; 1966) orientieren.

	Olivin	Klino- pyroxen	Ortho- pyroxen	Plagioklas	Hornblende
Ba	0.01	0.079	0.008	0.36	0.04
Rb	0.098	0.032	0.012	0.048	0.01
Sr	0.014	0.318	0.013	2.84	0.02
Ce	0.007	0.33	0.087	0.24	1.5

Tabelle 23: Verteilungskoeffizienten K_D der angegebenen Minerale für die Spurenelemente Ba, Rb, Sr und Ce. Für Olivin, Cpx, Opx und Plagioklas sind die Werte für K_D aus TINDLE & PEARCE (1981), für Hornblende aus NOYES et al. (1983) entnommen.

ten im basischen Diorit für SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO und CaO zu nähern, in etwa 40% zu entziehender Kristallanteil. Die daraus resultierende Anreicherung anderer Komponenten des Magmas, wie TiO_2 und P_2O_5 reicht aber bei weitem nicht aus, um die Gehalte im basischen Diorit zu erreichen. Auf der anderen Seite wird K_2O zu stark erhöht. Der hohe Anteil Plagioklas im fraktionierten Mineralgemenge führt für Sr zu ebenfalls deutlich abweichenden Gehalten. Ähnlich fällt auch der Vergleich für Ba, Zr und Ce aus. Somit steht außer Zweifel, daß der basische Diorit nicht, oder zumindest nicht überwiegend, durch Fraktionierung eines gabbroiden Magmas, aus dem der Gabbro der Lokalität Boxberg hervorgegangen ist, gedeutet werden kann.

Die chemischen Unterschiede lassen sich dann leichter interpretieren, wenn man eine getrennte genetische Entwicklung beider basischen Magmatittypen annimmt. Die höheren Gehalte vieler mantelinkompatibler Elemente im basischen Diorit weisen darauf hin, daß möglicherweise ein unterschiedlicher Aufschmelzungsgrad eines Mantelgesteins (geringere Aufschmelzung als beim Gabbro) zu diesen Unterschieden geführt hat (vgl. dazu auch Kap. 12.1.).

zu (2), vom basischen Diorit zum Qz-Diorit:

Plagioklas und Orthopyroxen sind die wesentlichen Gemengteile des basischen Diorits. Verwendet man diese (Labradorit und Mg- betonter Orthopyroxen), um eine Annäherung an die chemische Zusammensetzung des Qz-Diorit zu erreichen, ergibt sich durch 30% fraktioniertes Mineralgemenge (Plagioklas : Opx = 2 : 1) eine sehr gute Übereinstimmung bei allen Hauptelementen (außer K). Insbesondere läßt sich dadurch eine Zunahme des FeO - Gehaltes, bei gleichzeitiger Abnahme von MgO und CaO , erzeugen. Zur Angleichung des TiO_2 -Gehaltes an den Qz-Diorit, ist es notwendig, auch eine Ti-betonte Phase im fraktionierten Mineralgemenge anzunehmen. Entsprechend den Ergebnissen der Dünnschliffuntersuchungen wurde hier als fraktionierte Ti-Phase Ilmenit verrechnet. Allein für K_2O ergibt sich im Vergleich der Hauptelementchemismen eine gravierende Differenz. Der Sprung von 0.93 Gew.-% auf 2.24 Gew.-% K_2O läßt sich nicht durch Fraktionierung sinnvoller Mengen (sinnvoll für alle übrigen Komponenten) eines Mineralgemenges erzeugen. Hier müssen andere

Prozesse (zusätzlich zur Fraktionierung) angenommen werden. Bezüglich der Spurenelemente gilt das für K_2O gesagte auch für Rb, während der 30 %ige Fraktionierungsanteil bei Ba, Zr und Ce zu sehr gut übereinstimmenden Ergebnissen führt. Bei Sr könnte die Ursache der Abweichung im K_D von Sr für Plagioklas liegen, dessen Wert mit 2.84 möglicherweise zu hoch ist (ein Wert von ca. $K_D = 2.0$ würde zu guter Übereinstimmung führen).

Zusammenfassend betrachtet ergibt sich eine durch Fraktionierung gut modellierbare mögliche Entwicklung vom basischen Diorit zum Qz-Diorit. Allein aufgrund des Verhaltens von K_2O und Rb muß ein zusätzlicher genetischer Prozess zwingend angenommen werden.

zu (3), vom Qz-Diorit zum Tonalit:

Zur Modellierung der Gehalte der Hauptelemente im Tonalit (ausgehend vom fraktionierten basischen Diorit, d.h. Qz-Diorit-ähnlicher Chemismus) ist es notwendig, den wesentlichen Anteil am fraktionierten Mineralgemenge als Hornblende anzunehmen, um einerseits für MgO , FeO und CaO geeignete Gehalte zu erzeugen, und andererseits, um die deutliche Zunahme des SiO_2 -Gehaltes (von 53.5 Gew.-% auf ca. 57.5 Gew.-%) zu erreichen (wobei daran auch der fraktionierte Ilmenit und Apatit wesentlichen Anteil haben). Zur Modellierung der TiO_2 - und P_2O_5 -Gehalte muß hier, neben einem gegenüber (2) deutlich erhöhten Anteil Ilmenit, auch Apatit als fraktionierte Phase angenommen werden. Daraus könnte abgeleitet werden, daß erst im hier betrachteten Entwicklungsstadium wesentliche Mengen Apatit auskristallisierten und nicht bereits im Stadium von (2). Die Spurenelemente unterstützen durch ihr Verhalten weitgehend die Annahme, daß hier ca. 23 % Mineralgemenge fraktioniert wurden. Eine Ausnahme bildet Zr. Durch das errechnete Modell ergeben sich wesentlich zu hohe Gehalte. Es ist unwahrscheinlich, daß Plagioklas, Hornblende, Ilmenit oder Apatit derart hohe Verteilungskoeffizienten für Zr haben, um die notwendige Gehaltniedrigung im Tonalit zu erzeugen. Vielmehr kann, analog zum Apatit, für das hier diskutierte genetische Entwicklungsstadium des Magmas, mit dem Einsetzen einer Zirkon-Fraktionierung gerechnet werden.

Zusammenfassend kann für den Tonalit festgehalten werden, daß auch hier - ähnlich wie beim Qz-Diorit - eine genetische Deutung mit Hilfe von Fraktionierungsvorgängen möglich ist.

zu (4), vom Tonalit zum Granodiorit:

Bisher wurde die Entwicklung vom basischen Diorit zum Qz-Diorit, und von diesem ausgehend, weiter zum Tonalit, als durch Fraktionierungsvorgänge sinnvoll deutbar, erarbeitet. Der nächste Schritt ist nun, zu überprüfen, ob sich in gleicher Weise der Granodiorit als nochmal fraktioniertes tonalitisches Magma deuten läßt. Hierfür sind die Spalten 7 und 9 in Tabelle 21 zu vergleichen. Für die Entwicklung der Gehalte von FeO, MgO und CaO zeigt sich, daß nur MgO wesentliche Unterschiede aufzeigt (deutliche Abnahme zum Granodiorit). Für K_2O , P_2O_5 , Ba, Zr und Ce ergibt sich eine klare Zunahme. Diese Veränderungen lassen sich durch Fraktionierung von petrographisch für intermediäre Gesteine sinnvollen Phasen nicht erzeugen.

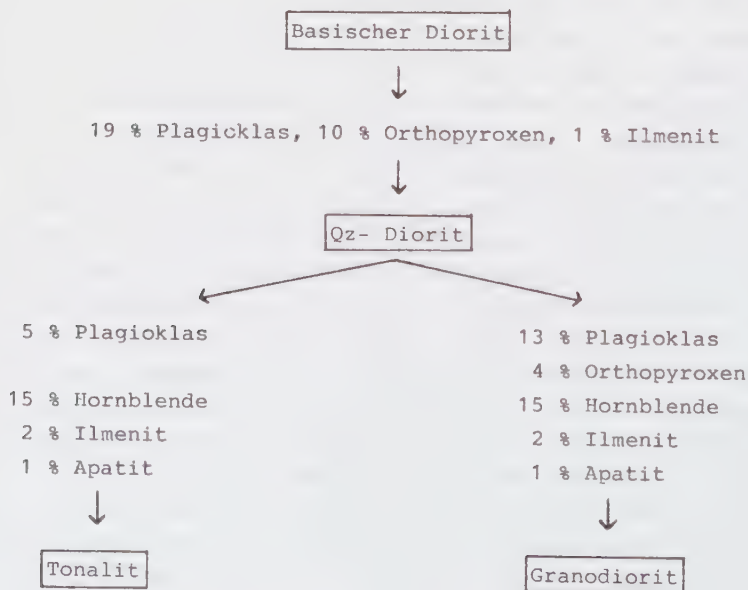
zu (5), vom Qz-Diorit zum Granodiorit:

Da sich der Granodiorit nicht sinnvoll aus dem Tonalit durch Fraktionierung deuten läßt, wurde noch der Versuch unternommen, vom Qz-Diorit ausgehend sich dem Granodiorit zu nähern. Hierfür sind in Tabelle 21 die Spalten 4, 8 und 9 zu betrachten. Anhand der Spurenelemente Ba, Rb und Zr ergab sich, daß ca. 35% Mineralgemenge entzogen werden müßte, um vom Qz-Diorit-ähnlichen Chemismus zum Granodiorit zu kommen. Es ist auch notwendig, neben Plagioklas, Hornblende, Ilmenit und Apatit (wie bei (3)), zusätzlich Orthopyroxen im zu entziehenden Mineralgemenge anzunehmen, vor allem, um die MgO-Gehalte modellieren zu können. Im Vergleich zur Entwicklung Qz-Diorit - Tonalit ergibt sich in der Entwicklung zum Granodiorit ein deutlich geringerer Apatitanteil im entzogenen Mineralgemenge. Betrachtet man die Zr-Gehalte, zeigt sich parallel dazu, daß auch Zirkon in nur sehr geringem Maße fraktioniert worden sein kann. Einzig für Ce ergibt sich - unter den betrachteten Elementen - eine nur sehr unbefriedigende Annäherung an den Granodiorit-Chemismus. Dies ist wieder ein Hinweis (vgl. K_2O), daß nicht das Verhalten aller Elemente durch Kristallisations-

differentiation gedeutet werden kann.

Als Ergebnis aus (5) läßt sich festhalten, daß sich ein genetischer Entwicklungspfad zum Granodiorit postulieren läßt, der vom Qz-Diorit ausgeht, und für viele Elemente zu einer sinnvollen Annäherung führt. Im Vergleich zur Entwicklung zum Tonalit, ist hierbei ein größerer Anteil Plagioklas und ein geringerer Anteil Hornblende, sowie zusätzlich Orthopyroxen rechnerisch notwendig. Betrachtet man die beiden vom Qz-Diorit ausgehenden Fraktionierungspfade gegenüber der Entwicklung des basischen Diorit zum Qz-Diorit, so wird deutlich, daß der Plagioklasanteil im fraktionierten Mineralgemenge bei den basischeren Entwicklungsstadien wesentlich größer ist.

Faßt man die Ergebnisse dieses Kapitels zusammen, so lassen sich folgende Entwicklungspfade - im Lichte der Kristallisationsdifferentiation - postulieren (Prozentangaben sind gerundet):



Ein Vergleich mit Hauptelementmodellierungen an geochemisch ähnlichen Gesteinsfolgen (Coastal Batholith, Lima Segment, PITCHER et al., 1985) zeigt, daß auch in der Literatur mit ähnlich zusammengesetzten Mineralgemengen (Plagioklas, Pyroxen, Hornblende, Erz) Fraktionierungsmodelle aufgestellt werden.

Ergänzend zu den bisherigen Ausführungen dieses Kapitels sind in Abbildung 25 alle Proben vom basischen Diorit bis zum Granodiorit (und zusätzlich noch Ganggranodiorit) in Form des Variationsdiagramms Rb - Sr dargestellt. Dies ermöglicht den Überblick über alle Einzelanalysen sowie über die Lagebereiche der Gesteinstypen. Die eingezeichneten Vektoren geben die Richtung der Veränderung der Schmelzzusammensetzung wieder, die sich durch die fraktionierte Kristallisation der entsprechenden Phasen ergibt (Vektoren berechnet aus K_D -Werten von PEARCE & NORRY (1979) für intermediäre Schmelzzusammensetzung). Das Diagramm stellt nochmal deutlich heraus, daß, wenn man fraktionierte Kristallisationsdifferentiation annimmt, sich die Entwicklung von Spurenelementen vom basischen Diorit bis zum (Gang-) Granodiorit durch den gemeinsamen Entzug von Plagioklas und Pyroxen/Hornblende deuten läßt.

Plagioklas, Orthopyroxen und Hornblende sind die wesentlichen Phasen, die in der Entwicklung vom basischen Diorit bis zum Granodiorit fraktioniert werden müßten, sofern man für die genetische Entwicklung Kristallisationsdifferentiation annimmt. Diese wären somit die ersten aus der Schmelze auskristallisierten Phasen. Aus dieser Forderung lassen sich Abschätzungen der dafür notwendigen Temperaturbedingungen und dem Anteil von H_2O in der Schmelze angeben. NANEY (1983) untersuchte experimentell die Kristallisationsabfolge eines granodioritischen Magmas in Abhängigkeit von Temperatur und H_2O -Gehalt der Schmelze (bei einem Gesamtdruck von 2 bzw. 8 kb). Die folgenden Betrachtungen beschränken sich auf die Ergebnisse von NANEY, für die $P_{tot} = 8kb$ gilt. Dieser Wert von 8kb Gesamtdruck liegt zwar erheblich über dem Wert, der für das heute aufgeschlossene Krustenniveau angenommen wird (3-4 kb, BLÜMEL, 1982), ist aber in erster Näherung für den Krustenabschnitt, wo Fraktionierungsvorgänge stattgefunden haben könnten, nicht unrealistisch. In Abbildung 26 ist das Phasendiagramm nach NANEY vereinfacht dargestellt.

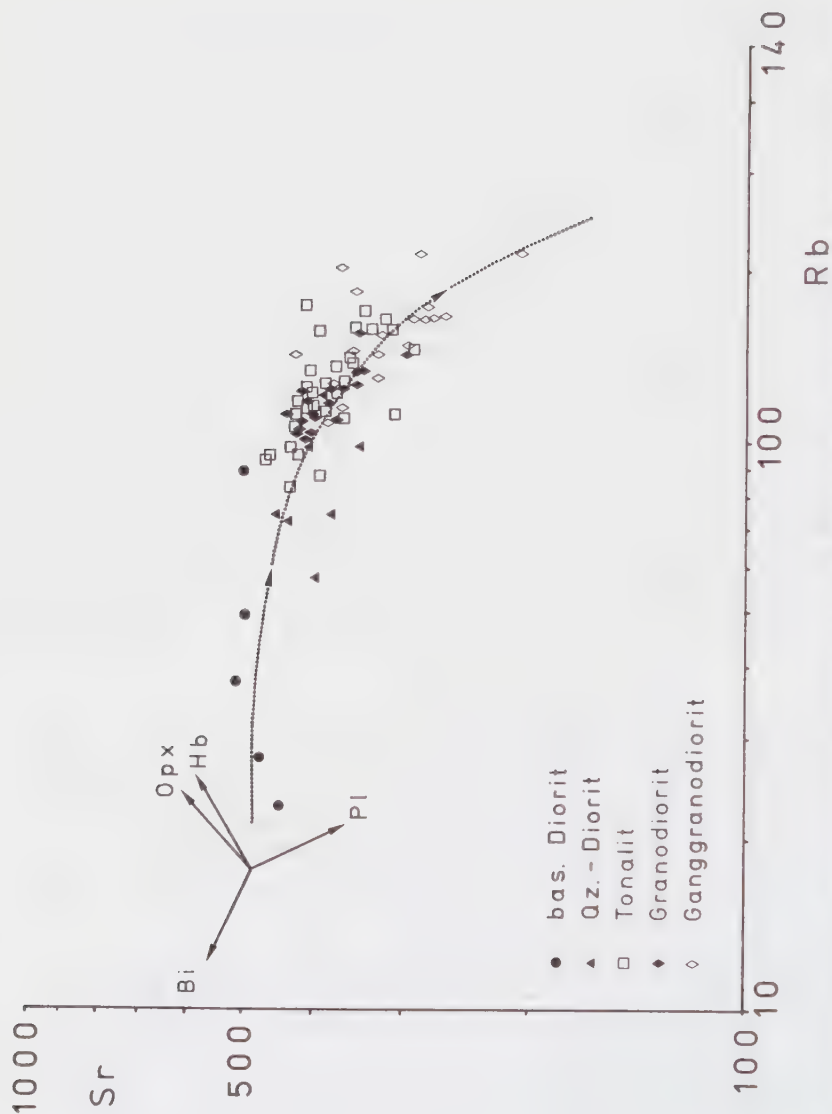


Abbildung 25: Basische und intermediäre Magmatite dargestellt in Abhängigkeit von Rb und Sr (in ppm). Die Vektoren geben die Richtung der Veränderung einer Schmelzzusammensetzung bei fraktionierter Kristallisation der angegebenen Phasen an. Bi= Biotit, Pl= Plagioklas, Hb= Hornblende, Opx= Orthopyroxen. Erläuterungen siehe Text.

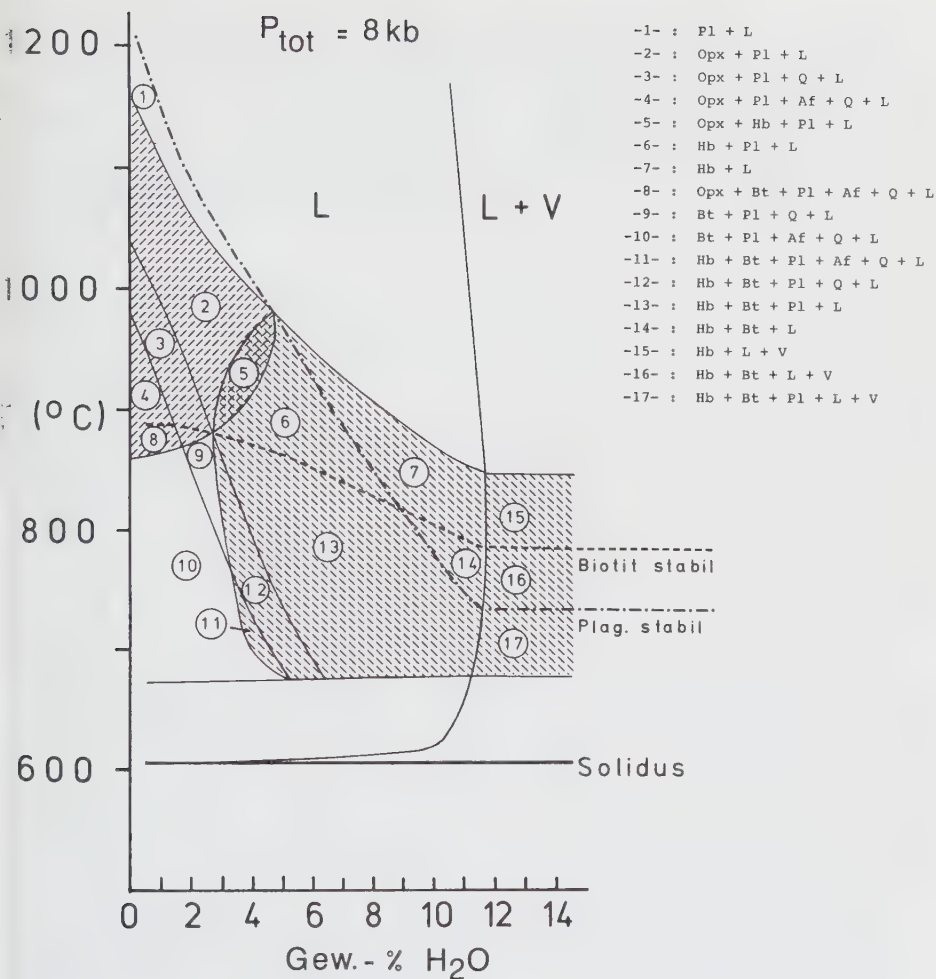


Abbildung 26: Phasendiagramm für granodioritische Zusammensetzung in Abhängigkeit von Temperatur und Gehalt an H_2O bei 8 kb Gesamtdruck (nach NANEY, 1983). Die gestrichelten Felder geben den Stabilitätsbereich für Orthopyroxen (von links unten nach rechts oben gestrichelt) und für Hornblende (von links oben nach rechts unten) an. Für die stabilen Phasen der nummerierten Felder wurden folgende Abkürzungen verwendet: Opx = Orthopyroxen, Pl = Plagioklas, Hb = Hornblende, Bt = Biotit, Af = Alkalifeldspat, Q = Quarz, L = Schmelze, V = Gasphase. Die Unterteilung des Bereiches zwischen dem Solidus und den Feldern 10, 11, 12, 13 und 17 wurde weggelassen, weil sie hier ohne Belang ist.

Nimmt man für das Ausgangsmagma einen H_2O -Gehalt von weniger als 2 Gew.-% H_2O an, so ergibt sich folgende Ausscheidungsabfolge bei sinkenden Temperaturen:

- ab ca. 1150 °C nur Plagioklas (Feld 1 in Abb. 26),
- ab ca. 1100 °C Plagioklas und Orthopyroxen (Feld 2),
- ab ca. 900 °C zusätzlich Biotit (neben Quarz und Alkalifeldspat), aber keine Hornblende.

Zur Ausscheidung von Hornblende, was ab ca. 1000 °C möglich wird (Felder 5, 6 und 7), ist eine Erhöhung des H_2O -Anteils in der Schmelze notwendig, und zwar auf mindestens 3-5 Gew.-% H_2O . Dann wird neben Orthopyroxen und Plagioklas auch Hornblende ausgeschieden (Feld 5). Eine weitere Erhöhung des H_2O -Gehaltes führt in ein Feld des Phasendiagramms, wo nur noch Hornblende und Plagioklas neben Schmelze stabil sind (Feld 6). Bei weiter sinkenden Temperaturen wird dann - relativ unabhängig vom H_2O -Gehalt - Biotit stabil. Der Solidus wird bei ca. 600 °C erreicht.

Die Übertragbarkeit dieser experimentellen Untersuchungen auf die in diesem Kapitel betrachteten Fraktionierungsmöglichkeiten, ist durch den abweichenden (saureren) Chemismus des Untersuchungsmaterials von NANEY, sowie durch den vermutlich zu hohen Gesamtdruck von 8 kb eingeschränkt. Mit diesem Vorbehalt lassen sich zusammenfassend folgende (T,X)-Bedingungen für die genetische Entwicklung vom basischen Diorit zum Tonalit bzw. Granodiorit ableiten (unter der Annahme von Kristallisationsdifferentiation):

- Für die Entwicklung vom basischen Diorit zum Qz-Diorit kann ein Temperaturbereich von ca. 1100 - 1000 °C angenommen werden. Nach heutiger Kenntnis ist ein H_2O -Gehalt von 1-2 Gew.-% realistisch, zusätzliche Zufuhr von H_2O muß nicht angenommen werden.
- Die Entwicklung vom Qz-Diorit zum Granodiorit müßte sich in einem Temperaturintervall von ca. 1000 - 900 °C abgespielt haben. Die Zufuhr einer fluiden Phase ist wahrscheinlich. Die notwendige Erhöhung des H_2O -Gehaltes kann aber (zumindest teilweise) auch durch passive Anreicherung, während der Fraktionierung von Plagioklas und Orthopyroxen, erklärt werden.

- Für die Entwicklung vom Qz-Diorit zum Tonalit ergibt sich ein ähnlicher Temperaturbereich wie bei der Entwicklung zum Granodiorit. Der Unterschied zwischen beiden Entwicklungspfaden dürfte ausschließlich darin liegen, daß die Entwicklung zum Tonalit von einer Qz-dioritischen Schmelze ausging, die einen deutlich höheren Anteil an H_2O hatte.

11.2. MÖGLICHE BEITRÄGE DURCH MAGMENMISCHUNG

Die bisher gesammelten Argumente, die auf Magmenmischungsvorgänge deuten, lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Im Zusammenhang mit basischen Magmatitschollen konnte eine teilweise Aufschmelzung von granitoidem Material beobachtet werden. Dies ist ein Hinweis darauf, daß basische Magmen Teilschmelzen in der Kruste erzeugt haben.
- Interaktionen (Austauschvorgänge und mechanische Durchmischung) zwischen basischem Material und granitoider, teilgeschmolzener Kruste führten im Kontaktbereich zu chemischen Veränderungen, bevorzugt des basischen Partners.
- Die zum Teil streng lineare Abhängigkeit vieler Hauptelemente untereinander (vgl. Harker-Diagramme Kap. 7) schließt die Möglichkeit ein, daß die intermediären Gesteinstypen durch variable Mischungsanteile eines basischen und sauren Endgliedes erzeugt wurden.
- Die Art und Weise, in der die basischen Magmatite im Gelände vorgefunden wurden (dm- große Schollen in granitoider Kruste), deutet auf die Möglichkeit, daß diese basischen Einschlüsse durch immer weitere Zerlegung (vgl. Abb. 6) und Auflösung im sauren Wirtsgestein dieses zu intermediärer Zusammensetzung verändern.

Zunächst sollen die möglichen Endglieder von Mischungsvor-

gängen, wie sie anhand des untersuchten Gesteinsmaterials abschätzbar sind, näher bestimmt werden. Da es sich im basischen Bereich (Gabbro, basischer Diorit) um Gesteine handelt, die, bis sie das heute aufgeschlossene Krustenniveau erreichten, bereits Veränderungen, wie fraktionierter Kristallisation und/oder Reaktionen mit granitoider Kruste, unterworfen waren, sollen die chemischen Zusammensetzungen abgeschätzt werden, die als mögliche Extrema (im basischen und sauren Bereich) für Mischungsvorgänge angenommen werden können. Hierzu eignen sich die Harker-Diagramme von Kap. 7. Die SiO_2 -Gehalte der Endglieder können bestimmt werden, indem man die Trends geeigneter Elemente in den Harker-Diagrammen derart verlängert, bis sie die SiO_2 -Achse schneiden. Als oberer Grenzwert für SiO_2 ergibt sich in guter Übereinstimmung aus den Elementen Fe, Mg, Ti, Zr, Ba und Y ein Wert von ca. 75 Gew.-% SiO_2 . Als unterer Grenzwert kann ein Gehalt von 46 Gew.-% angenommen werden, gut abschätzbar an den Elementen Ti, K, P, Zr, Ba, Y, Th, La, Yb, und Hf. Hier ist zu differenzieren, daß z.B. für Ti die Abschätzung des Grenzwertes nur für die Gabbros gültig ist, wohingegen andere Elemente, wie z.B. K, den gleichen Grenzwert auch für die basischen Diorite anzeigen. Also muß man im basischen Bereich zwei Endglieder annehmen.

Nimmt man nun diese SiO_2 - Grenzwerte als Maß für die zwei möglichen basischen Endglieder und das saure Endglied eines Mischungssystems, so ergibt sich folgende Abschätzung der chemischen Zusammensetzung, per Hand interpoliert aus Harker-Diagrammen (Tabelle 24 , wobei die Angabe "x" im Sinne eines beliebig kleinen Wertes zu verstehen ist; bei Elementen, wo keine sinnvolle Aussage möglich ist, steht "?").

Um für diese hypothetischen Endglieder auch noch eine Rückkopplung zu den petrographischen Erläuterungen von Kapitel 5 zu erhalten, wurden diese mit der Rittmann-Norm verrechnet. Das Ergebnis ist in Tabelle 25 aufgelistet. Die basischen Endglieder sind als "dry plutonic facies", das saure Endglied als "wet plutonic facies" berechnet worden. Tabelle 25 zeigt, daß für die Gabbros ein von Plagioklas und Olivin geprägtes Ausgangsmagma angenommen werden kann, dessen Pyroxenanteil überwiegend als Klinopyroxen errechnet wird. Für das Dioritendglied indessen wird als

mafische Phase neben etwas Olivin und Klinopyroxen fast ausschließlich Orthopyroxen errechnet. Dies entspricht in der Tendenz dem modalen Mineralbestand beider Magmatittypen. Für das saure Endglied zeigt bereits die chemische Zusammensetzung, daß hier annäherungsweise das Minimum des Granitsystems erreicht ist (WHITE & CHAPPELL, 1977).

	Gabbro-Endglied	Diorit-Endglied	Granit-Endglied
SiO ₂	46.0	46.0	75.0
TiO ₂	.x	3.3	.x
Al ₂ O ₃	19.0	17.0	14.0
FeO (ges.)	11.0	13.0	.x
MnO	?	?	?
MgO	11.0	9.0	.x
CaO	11.0	9.5	1.0
Na ₂ O	1.8	1.3	4.0
K ₂ O	.x	.x	5.0
P ₂ O ₅	.x	0.9	0.2
Summe	99.5	99.7	99.2
Sc	40	35	x
Cr	1000	?	x
Ni	800	?	x
Zn	?	?	x
Rb	x	x	250
Sr	600	600	100
Y	x	?	x
Zr	x	200	x
Nb	x	?	x
Ba	x	300	x
Th	x	x	100
La	x	x	50
Yb	x	?	1

Tab. 24: Chemische Zusammensetzung möglicher Endglieder, per Hand interpoliert aus Harker-Diagrammen (Abb. 8 a-p). Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm. Erläuterungen siehe Text.

Endglied	Plag	Kf	Qz	Ol	Opx	Kpx	Ms	Il	Ap
						(Diopsid)			
Gabbro	64.2	--	--	23.7	2.8	9.3	--	--	--
						(Augit)			
Diorit	59.5	--	--	2.2	32.1	0.6	--	3.8	1.9
Granit	31.6	35.6	30.6	--	--	--	1.9	--	0.3

Tab. 25: Rittmann-Norm der hypothetischen Endglieder. Gabbro und Diorit berechnet als "dry plutonic facies", Granit als "wet plutonic facies".

Speziell die Harker-Diagramme vieler Spurenelemente zeigen, daß Mischungsvorgänge dieser Endglieder die Gehalte in den intermediären Magmatiten nicht erzeugen können. Daß dennoch der Gedanke einer Mischung, auch anhand der chemischen Zusammensetzung intermediärer Magmatite, nicht ausgeschlossen werden kann, soll folgendes einfache Beispiel belegen: An der Lokalität Boxberg liegen knollenartig basische Dioritkörper (dm-groß) im granitoiden Nebengestein. Im Kontaktbereich ist das Nebengestein teilweise geschmolzen. Verrechnet man nun den Kernbereich einer dieser Knollen (EB7-15) mit dem am Kontakt dazu beprobten Nebengestein (EB6-1) im Verhältnis 1:1 (siehe Tab. 26) so läßt sich folgendes aussagen:

In der Summe ergibt sich durch die 1:1 Mischung eine gute Annäherung an den intermediären Chemismus, der in Tab. 26 als Mittelwert der Tonalitgruppe und Granodioritgruppe dargestellt ist. Dieses Ergebnis könnte nicht erzielt werden, würde man als basische Mischungskomponente den Gabbro verwenden (vgl. chemische Analysen). Ebenso ungeeignet wäre es, würde man als "saure" Komponente Proben mit den höchsten SiO_2 -Gehalten (im Gelände als Aplit beprobt), oder das oben abgeschätzte "saure Endglied" verwenden. Dieser Versuch stellt klar heraus, daß im basischen

	EB7-15	EB6-1	1:1	Tonalit	Granodiorit
SiO ₂	54.1	63.8	59.0	57.9 (- 0.6)	58.2 (- 0.5)
TiO ₂	2.07	.83	1.45	1.82 (+ 25.5)	1.86 (+ 28.3)
Al ₂ O ₃	16.8	16.5	16.7	16.3 (- 2.4)	16.0 (- 4.2)
Fe ₂ O ₃	1.31	.49	.90	.93 (+ 3.3)	.95 (+ 5.6)
FeO	8.00	3.09	5.55	6.88 (+ 24.0)	6.58 (+ 18.6)
MnO	.16	.05	.10	.12 (+ 20.0)	.12 (+ 20.0)
MgO	5.47	1.57	3.52	3.67 (+ 4.3)	2.80 (- 20.5)
CaO	7.16	2.56	4.86	4.89 (+ 0.6)	4.58 (- 5.8)
Na ₂ O	2.33	2.75	2.54	2.29 (- 9.8)	3.13 (+ 23.2)
K ₂ O	.75	5.93	3.34	3.19 (- 4.8)	3.70 (+ 10.8)
P ₂ O ₅	.50	.36	.43	.53 (+ 23.3)	.74 (+ 72.1)
Sc	26.8	9.8	18.3	20.6 (+ 12.6)	21.2 (+ 15.8)
Cr	99	10	55	55 (0)	29 (- 47.3)
Co	90	51	71	54 (- 23.9)	51 (- 28.2)
Ni	64	26	45	39 (- 13.3)	25 (- 44.4)
Zn	87	38	63	91 (+ 44.4)	109 (+ 73.0)
Rb	18	153	86	122 (+ 41.9)	128 (+ 48.8)
Sr	497	423	460	398 (- 13.5)	392 (- 14.8)
Y	29	53	41	34 (- 17.1)	46 (+ 12.2)
Zr	304	482	393	402 (+ 2.3)	651 (+ 65.6)
Nb	40	18	29	27 (- 6.9)	33 (+ 13.8)
Cs	1.01	1.40	1.21	3.25 (+168.6)	2.98 (+146.3)
Ba	734	3032	1883	1233 (- 34.5)	1508 (- 19.9)
Hf	7.20	12.98	10.09	10.71 (+ 6.1)	16.75 (+ 66.0)
Ta	2.30	1.69	2.00	2.01 (+ 0.5)	2.14 (+ 7.0)
Th	2.56	35.88	19.22	7.20 (- 62.5)	10.05 (- 47.7)
U	3.70	5.53	4.62	3.12 (- 32.5)	5.42 (+ 17.3)
La	36.8	130.5	83.65	53.5 (- 36.0)	94.2 (+ 12.6)
Yb	3.87	3.41	3.64	3.66 (+ 0.5)	3.99 (+ 9.6)

Tab. 26: Mischung zweier Gesteine - basischer Diorit (EB7-15) und dessen granitoides Nebengestein (EB6-1) im Verhältnis 1:1 - Vergleich mit Mittelwert von Tonalitgruppe und Granodioritgruppe (im Klammern proz. Abweichungen). Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm. Erläuterungen siehe Text.

Bereich nur der basische Diorit, und im sauren Bereich die granitoiden Krustengesteine (u.U. mit einem erhöhten Anteil einer granitoiden Teilschmelze) als Mischungskomponenten zu Ergebnissen führen, die eine genetische Entwicklung der intermediären Magmatite durch Magmenmischungsvorgänge als denkbar einschließt. Dieser einfache Mischungsversuch, sowie die zu Beginn des Kapitels 11.2. aufgeführten Beobachtungen (überwiegend Geländebefund) geben einen starken Hinweis, daß im heutigen Aufschlußniveau potentielle Endglieder für Magmenmischungsvorgänge anzutreffen sind, für die einige der intermediären Magmatitvorkommen als Mischungsprodukte in Frage kommen.

Betrachtet man nun im Detail, ob sich durch die Mischung in Tabelle 26 eine bessere Annäherung an den Tonalit, oder an den Granodiorit ergibt, so läßt sich folgendes sagen:

Elemente, für die die Annäherung in etwa gleich gut (oder gleich schlecht) ist, sind: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Sc, Co, Rb, Sr, Y und Cs. Eine bessere Annäherung an den Granodioritchemismus ergibt sich für Ba, Th, U und La, während sich die Elemente Mg, Na, K, P, Cr, Ni, Zn, Zr, Nb, Hf, Ta und Yb besser an den Tonalit angleichen. Obwohl die Aussage der Tabelle 26 durch die zufällige Auswahl (betrachtet unter dem Aspekt der Gruppenzugehörigkeit; im Gelände bilden beide Proben einen Kontakt) der Mischungskomponenten nur eingeschränkte Aussagekraft hat, zeigt der Vergleich mit Tonalit und Granodiorit doch recht eindeutig, daß die gewählten Mischungspartner zu einem Produkt führen, das im allgemeinen näher am Tonalit als am Granodiorit liegt. In Kapitel 8.2. wurde bereits erarbeitet, daß sich speziell die Tonalitgruppe durch ihr geochemisches Verhalten am besten eignet, als durch Magmenmischung entstanden interpretiert zu werden. Dies ist einerseits durch die relativ gering schwankenden Elementgehalte der zu dieser Gruppe gehörenden Proben gegeben, andererseits dadurch, daß die zur Verfügung stehenden potentiellen Mischungspartner (basischer Diorit und granitoides Nebengestein) durch die Streubreite der Elementgehalte ihrer Proben, die Variation im Tonalitchemismus nahezu völlig abdecken können. Für die Proben der Granodioritgruppe und der Ganggranodioritgruppe ist dies vor allem aufgrund des Spurenelementverhaltens nicht möglich.

Ergänzend ist noch anzumerken, daß in Kapitel 9.3. Argumente gesammelt werden konnten, die auf Magmenmischungsvorgänge im granodioritischen Bereich hinweisen. Geochemisch - statistische Betrachtungen führten in Kapitel 7.2. dazu, die Granodiorite in zwei voneinander abgrenzbare Gruppen (sowohl petrographisch wie geochemisch sinnvoll) aufzuteilen: Granodiorit und Ganggranodiorit. Die Ergebnisse von Kap. 9.3. deuten auf die Möglichkeit, daß sich die Ganggranodiorite aufgrund eines verstärkten Anteils einer Krustenkomponente von den übrigen Granodioriten abgrenzen. Die Bearbeitung der Kleinbereichsprofile stellt diesen "Zumischvorgang" (der sich von selektiven Ionenwanderungen über Kontaktbereiche dadurch unterscheidet, daß nahezu alle Elemente in gleicher Weise betroffen sind) in ein Stadium, wo die basischere Mischungskomponente bereits als Granodiorit vorlag. Tabelle 27 soll dies durch einen einfachen Versuch anhand ausgewählter Elemente (überschlagsmäßig kann es in Tab. 8 für alle untersuchten Elemente nachvollzogen werden) verdeutlichen.

	Granodiorit	Granitoides Nebengestein	Mischung 3 : 1	Ganggrano- diorit
SiO ₂	58.2	64.7	59.8	60.4
TiO ₂	1.86	1.01	1.65	1.63
Al ₂ O ₃	16.0	15.6	15.9	16.0
FeO	6.58	3.99	5.93	5.92
MgO	2.80	1.64	2.51	2.75
CaO	4.58	2.57	4.08	3.87
Na ₂ O	3.13	3.17	3.14	2.89
K ₂ O	3.70	4.64	3.93	3.69
P ₂ O ₅	.74	.45	.67	.58
Cr	29	40	32	35
Zn	109	57	96	99
Rb	128	184	142	166
Sr	392	266	360	323

Tabelle 27: Mischung zweier Gesteinstypen (Mittelwert Granodiorit mit Mittelwert granitoides Nebengestein) im Verhältnis 3 : 1. Hauptele. in Gew.-%, Spurenele. in ppm. Erläuterungen siehe Text.

11.3. MÖGLICHE BEITRÄGE DURCH ASSIMILATION

Der Begriff "Assimilation" steht im Folgenden für einen Austauschvorgang, der durch selektive Ionenwanderung (über einen Kontakt zwischen zwei geochemisch meist sehr unterschiedlichen Gesteinen) bedingt ist.

Der Untersuchung des Verhaltens der Elemente bei Assimilationsvorgängen diene die Mehrzahl der Kleinbereichsbearbeitungen. In Kapitel 9 - insbesondere in Kap. 9.3. - konnten Hinweise gesammelt werden, die für Assimilationsvorgänge bei der Entwicklung verschiedener Magmatittypen sprechen. Untersucht wurde (siehe Kapitel 9) der Einfluß von geochemisch als granitisch einzustufendem Material (Krustengesteine) auf Gabbro (1), basischen Diorit (2), Tonalit (3) und Granodiorit (4). Betrachtet man die chemischen Unterschiede zwischen den Magmatittypen unter dem Aspekt, inwieweit sie ausschließlich durch Assimilationsvorgänge hervorgerufen wurden, lassen sich folgende Aussagen treffen:

zu (1), Kontakteinwirkung von Krustengestein auf Gabbro:

Die beim Gabbro hervorgerufenen, kontaktbedingten Veränderungen blieben im Bereich der Gesamtvariation aller Gabbroproben.

zu (2), Kontakteinwirkung von Krustengestein auf basischen Diorit:

Die Vorgänge im Kontaktbereich des basischen Diorit führten zu den stärksten Veränderungen, verglichen mit den übrigen Kleinbereichstypen (also Gabbro, Tonalit, Granodiorit). Die kontaktnächste Teilprobe des basischen Diorit wird dabei derart verändert, daß sie in den Bereich der chemischen Zusammensetzung des Qz-Diorit kommt. Durch den Vergleich in Kap. 9.3. konnte dies deutlich gemacht werden. Insbesondere ist dieser Assimilationsvorgang die einzige Möglichkeit, den Sprung im K_2O -Gehalt von 0.93 Gew.-% im basischen Diorit auf 2.24 Gew.-% im Qz-Diorit zu erklären. Aber auch der Großteil der übrigen Haupt- und Spurenelemente kann durch diesen beobachteten Assimilationsvorgang von den Gehalten im basischen Diorit auf die Gehalte im Qz-Diorit gebracht werden. Für den Qz-Diorit ergibt sich somit die Möglichkeit, diesen ausschließlich durch Assimilationsvorgänge aus dem basischen

Diorit abzuleiten.

zu (3), Kontakteinwirkung von Krustengestein auf Tonalit:

Die durch Assimilation erzeugten Veränderungen im Kontaktbereich des Tonalits führen zu einer chemischen Zusammensetzung der kontaktnächsten Probe, die immer noch in den geochemischen Bereich der Tonalite fällt, die also insbesondere nicht in Richtung auf granodioritische Zusammensetzung weist.

zu (4), Kontakteinwirkung von Krustengestein auf Granodiorit:

Die Veränderungen im Kontaktbereich des Granodiorits lassen sich nicht mehr als "typischer" Assimilationsvorgang beschreiben (also selektive Ionenwanderung über den Kontakt), sondern weisen vielmehr (auch anhand petrographischer Argumente) auf einen Mischungsvorgang zwischen Granodioritmagma und Nebengestein (bzw. einer Teilschmelze daraus) hin. Wie in Kap. 11.2. beschrieben, gibt dieser Vorgang einen Hinweis auf die genetische Verknüpfung zwischen Granodiorit und Ganggranodiorit.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß Assimilationsvorgänge als wesentlicher Vorgang bei der genetischen Entwicklung von basischen und intermediären Magmatiten in der Tendenz auf den basischeren Teil der Magmatite beschränkt bleiben. In diesem Bereich ist die vorgefundene Gesteinsvariation mit Sicherheit zumindest bei manchen Elementen (z.B. K_2O und Rb) auch durch Assimilationsvorgänge erzeugt worden, während im zunehmend sauren Bereich der Einfluß von Assimilation sehr wahrscheinlich nicht für die wesentlichen Merkmalsunterschiede der Magmatittypen verantwortlich ist. Zudem scheint im granodioritischen Bereich bereits die Möglichkeit selektiver Ionenwanderung weitgehend erschöpft zu sein, während chemische Veränderungen durch Magmenmischung verstärkt zu beobachten sind. Dagegen fehlen Hinweise auf Mischungsvorgänge, die für die Ausbildung von Gesteinstypen im basischen Bereich verantwortlich sind.

12. SCHLUßFOLGERUNGEN

Dieser Abschnitt beinhaltet Überlegungen und Argumentationen, die den wahrscheinlichsten genetischen Werdegang für jeden der bearbeiteten Gesteinstypen eingrenzen sollen. Kapitel 12 untergliedert sich in eine Betrachtung der basischen Magmatite, der intermediären Magmatite und der sauren Magmatite, wobei letzterer Abschnitt vornehmlich auf die Genese des Ödwieser Granits eingeht.

12.1. BASISCHE MAGMATITE

Im basischen Bereich sind zwei Gesteinstypen zu betrachten. Dies wurde z.B. auch bei der Berechnung potentieller Mischungs- endglieder (siehe Kap. 11.2.) deutlich. Zum einen ist dies der Gabbro, dessen Zusammensetzung auf ein Plagioklas-Olivin-Klinopyroxen- betontes Ausgangsstadium weist, und zum anderen der basische Diorit, der Plagioklas-Orthopyroxen- betont ist.

12.1.1. GABBRO

Die genetische Einstufung, vor allem aber die genetische Abgrenzung zu den übrigen basischen und intermediären Magmatiten, steht für den Gabbro anhand vieler Argumente relativ eindeutig fest. Die chemische Zusammensetzung, insbesondere die Gehalte der SEE, weisen für das Ausgangsstadium des Gabbros auf ein kontinental-tholeiitisches Basaltmagma (vgl. Kap. 8.4.). Obwohl der mafische Mineralbestand postmagmatisch stark überprägt wurde und kein Hinweis mehr auf Olivinführung gefunden werden konnte, belegen die Plagioklase eindeutig den magmatischen Charakter des Gesteins. Zudem weist die Streuung der Gehalte an Cr und Ni (bis zu 600 bzw. 150 ppm) auf Fraktionierungsvorgänge unter Beteiligung

von Olivin. Die Unterteilung des Gabbros in zwei Gruppen (K_2O -armer Gabbro, K_2O -reicher Gabbro) belegt, daß signifikante Veränderungen in den Elementgehalten durch Einwirkung von Krustenmaterial möglich waren. Dieses Ergebnis kann dahingehend erweitert werden, daß Reaktionen der Kruste mit gabbroidem Material im heute aufgeschlossenen Niveau möglich waren, daß dadurch aber die typischen geochemischen Merkmale des Gabbro nicht wesentlich verändert wurden.

12.1.2. BASISCHER DIORIT

Dieser Gesteinstyp stellt aufgrund vieler Faktoren (petrographische und geochemische) das basischste Material einer zu den intermediären Magmatiten überleitenden Entwicklung dar. Diese Stellung des basischen Diorits, also als "Ausgangspunkt" der Entwicklung zu den intermediären Magmatiten, läßt folgenden Fragen besondere Bedeutung zukommen: Auf welches Ausgangsmagma kann dieser Gesteinstyp zurückprojiziert werden (Mantelteilschmelze), bzw. welche Vorgänge wirkten auf, bzw. veränderten wie, dieses Magma auf seinem Weg durch die Kruste? Die hierzu erarbeiteten Aussagen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

- In Kapitel 11.1. konnte gezeigt werden, daß die chemische Zusammensetzung des basischen Diorits nicht dadurch erzeugt werden kann, daß einem dem Gabbro ähnlichen Magma ein Mineralgemenge entzogen wird. Der basische Diorit kann nicht in direkter Weise mit dem Gabbro in Beziehung gesetzt werden. Es sind vor allem die um ca. 100 % gegenüber dem Gabbro erhöhten Gehalte an Ti, P, Y, Zr, Nb, Ba, Hf, Ta, Th und SEE bei nahezu identischem Gehalt an K, die einen Fraktionierungsvorgang ausschließen.
- Verglichen mit den Loch Doon Dioriten (Schottland) zeigt der basische Diorit eine wesentlich deutlicher ausgeprägte negative Europiumanomalie, was einen Hinweis auf Fraktionierung von Plagioklas, und damit allgemein auf Fraktionierungsvorgänge bei der Entwicklung zum basischen Diorit, darstellt (vgl. Kap. 8.4.).

Daß diese Anomalie nicht durch "Zumischen" einer Krustenkompone-
nente erzeugt wurde, konnte in Kap. 8.5. erarbeitet werden,
wobei sich dort auch Hinweise darauf ergaben, daß der basische
Diorit die geringsten Krusteneinwirkungen aller untersuchten
Gesteinstypen erlebt hat. Ein weiteres Argument für Plagioklas-
fraktionierung sind die Plagioklaseinsprenglinge, die vereinzelt
im basischen Diorit auftreten.

- Da dieser Gesteinstyp ausschließlich in Form dm-großer Knollen
gefunden werden konnte, und aus der Literatur kein Hinweis auf
größere Körper dieses Gesteinstyps im Bereich des Bayerischen
Waldes gegeben ist, ist anzunehmen, daß sehr spezielle
Bedingungen (für die aus dem Geländebefund keine besonderen
Hinweise abzuleiten sind) notwendig waren, um den basischen
Diorit in das heute aufgeschlossene Krustenniveau zu transpor-
tieren, bzw. dort zu erhalten. Wobei das feinkörnige und
regellose Gefüge für eine rasche Kristallisation aufgrund
schneller Abkühlung, und für keine, oder nur schwache tektoni-
sche Beanspruchung nach der Kristallisation spricht. Der inten-
sive Austauschvorgang mit dem granitoiden Nebengestein (vgl.
Kap. 5.3. und 9), der zeitlich dem Varistikum zugeordnet werden
konnte (siehe Kap. 9.4.), belegt zudem, daß erst im für das
angeschnittene Krustenniveau typischen und weit verbreiteten
Nebengestein ein den basischen Diorit verändernder Vorgang
stattgefunden hat, daß also frühere, aber varistische Krusten-
einwirkung kein größeres Ausmaß erreicht haben kann. Alle unter
diesem Punkt aufgeführten Überlegungen sprechen dafür, daß die
Vorgänge, die das basische Dioritmagma erzeugten, in wesentlich
tiefere Krustenniveaus zu verlagern sind, und dieses Magma somit
einen Ausgangspunkt darstellen könnte für die intermediären
Magmatite der varistischen Ära.
- Das Sr-Isotopenverhältnis von ca. 0.7055 des basischen Diorits
ist ein weiterer Hinweis darauf, daß dessen Magma noch relativ
nahe an einem vom Mantel abzuleitenden Magma liegt und nur eine
beschränkte Zufuhr von Krusten-Strontium erlebt hat (Manteliso-
topenverhältnis ca. bei 0.7045 (vor 300ma), nach v.DRACH &
LIPPOLT, 1974).

Faßt man diese Aussagen wiederum zusammen, läßt sich folgendes zur Genese des basischen Diorits aussagen:

- Die Abweichungen in den Gehalten von Ti, P, Y, Zr, Nb, Ba, Hf, Th und SEE zwischen Gabbro und basischem Diorit sind primär. Der Unterschied kann durch einen unterschiedlichen Aufschmelzungsgrad eines mantelähnlichen Gesteins bedingt sein, sodaß chemisch verschieden zusammengesetzte Teilschmelzen erzeugt wurden. Anhand der Ergebnisse vieler Autoren weist die Zusammensetzung des basischen Diorits auf eine Mantelteilschmelze, die durch einen wesentlich geringeren Aufschmelzungsgrad als beim Gabbro erzeugt wurde (z.B. MYSEN & HOLLOWAY, 1977).
- Ausgehend von dieser Mantelteilschmelze kann in einem tieferen Krustenniveau ein Stadium angenommen werden, wo Fraktionierungsvorgänge (vermutlich Plagioklas und Pyroxen) stattfanden.

Abschließend ist festzuhalten, daß speziell dieser Gesteinstyp es wert ist, durch weitere Untersuchungsmethoden bearbeitet zu werden, um bessere Aussagen über das Ausgangsmagma und dessen Genese treffen zu können.

12.2. INTERMEDIÄRE MAGMATITE

Für die genetische Entwicklung der verschiedenen intermediären Magmatittypen konnten in Kapitel 11 mögliche Beiträge von Kristallisationsdifferentiation, von Magmenmischung sowie von Assimilation erarbeitet werden. Im folgenden soll nun der wahrscheinlichste Entwicklungspfad für jede Gesteinsgruppe diskutiert werden.

12.2.1. QUARZ-DIORIT

Für diesen Gesteinstyp konnte in Kapitel 11.1. gezeigt werden, daß er sich aus dem basischen Diorit durch Entzug eines von Plagioklas und Orthopyroxen geprägten Mineralgemenges in fast allen Elementgehalten sinnvoll erzeugen läßt. Für diesen Vorgang spricht auch das Gefüge dieses Gesteinstyps, wo Einsprenglinge von Plagioklas und Orthopyroxen (meist reliktsch erhalten) nicht selten sind (vgl. Kap. 5.1.2.1.). Einzig die Gehalte von K und Rb im Qz-Diorit lassen sich durch Fraktionierung nicht annähernd erzeugen. Hierfür müssen selektive Anreicherungsprozesse angenommen werden. In Kapitel 11.3. wurde zusammenfassend dargelegt, daß Kleinbereichsuntersuchungen eine Entwicklung vom basischen Diorit zum Qz-Diorit auch allein durch Assimilationsvorgänge nahelegen. Dieser Vorgang erklärt problemlos die hohen Gehalte speziell an K und Rb im Qz-Diorit. Es ist somit wahrscheinlich, daß eine Kombination beider Prozesse den Qz-Diorit erzeugte (siehe dazu auch Kap. 12.1.2.).

12.2.2. TONALIT

Aus den Betrachtungen in Kapitel 11 ergaben sich für den Tonalit zwei Möglichkeiten: Zum Einen die genetische Entwicklung durch Kristallisationsdifferentiation, ausgehend vom Qz-Diorit, zum Anderen eine Bildung durch Magmenmischung von zwei Magmen, die in ihrer Zusammensetzung ähnlich dem basischen Diorit bzw. der granitischen Kruste sein müßten.

Aus der petrographischen und geochemischen Bearbeitung des Tonalits ergeben sich für die Abschätzung des wahrscheinlicheren genetischen Entwicklungspfades im wesentlichen folgende Argumente:

Die Tonalite reichen von feinkörnigen bis zu mittelkörnigen Varietäten. Wie in Kapitel 5.1.3. anhand der Tonalite der Lokalität Sicklasberg beschrieben, gibt es eindeutige Unterschiede zwischen

dem feinkörnigen Typ und dem mittelkörnigen Typ (Menge der Plagioklaseinsprenglinge, Hornblendeführung, Biotitnester), Unterschiede, die für andere bearbeitete Gesteinstypen nicht, oder zumindest nicht so einheitlich gegeben sind, auch wenn deren Körnigkeit ebenfalls von fein- bis mittelkörnig reicht. Obwohl speziell die Tonalitgruppe in ihrer chemischen Zusammensetzung die geringsten Schwankungsbreiten aufweist (vgl. Kap. 8.1. und 8.2.), was, wieder anhand der Lokalität Sicklasberg, z.B. in Tabelle 4 für den fein- bzw. mittelkörnigen Tonalittyp durch die sehr ähnliche chemische Zusammensetzung deutlich wird, zeigt ein Blick auf den normativen Gehalt an Korund (Tab. 4), daß zwischen den petrographisch eindeutig unterscheidbaren Tonalittypen auch aufgrund der chemischen Zusammensetzung signifikante Unterschiede auftreten. Die wesentlich höheren Gehalte an normativem Korund im feinkörnigen Tonalittyp weisen entweder, aus der Sicht von Fraktionierungsvorgängen, auf eine, gegenüber dem mittelkörnigen Typ, verstärkte Fraktionierung von Hornblende, oder, aus dem Blickwinkel der Magmenmischung, auf eine betont Al-reiche Mischungskomponente. In Kapitel 9.3. konnte anhand der Kleinbereichsprofile gezeigt werden, daß die durch Assimilation hervorgerufenen Elementgehaltsveränderungen in den Tonalitknollen am Kontakt zum Perlgneis nicht mit den chemischen Unterschieden zwischen den beiden Tonalittypen der Lok. Sicklasberg sinnvoll parallelisierbar sind. Daraus läßt sich folgern, daß nicht Assimilationsvorgänge (also Kontakteinwirkung durch den Perlgneis) zur Ausbildung der beiden Tonalitvarietäten (also zu deren chemischen Unterschieden) führten. Andererseits legt es die geologische Situation des Magmatitkörpers vom Sicklasberg nahe, die nur randlich auftretende feinkörnige Fazies als echte Randfazies zu interpretieren (also randliche Abschreckung des eingedrungenen Magmenkörpers und damit Ausbildung eines feinerkörnigen Bereichs). Diese Deutung wird aber aus der geologischen Situation dadurch eingeschränkt, daß diese "Randfazies" nur in zwei Teilbereichen des Vorkommens nachzuweisen ist (vgl. Abb. 3 in Kap. 1.2.3.2.2.).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die vor allem anhand der petrographischen Merkmale auffälligen Unterschiede innerhalb der Tonalitgruppe sehr wahrscheinlich auf deutlich voneinander abweichende Vorgänge während der genetischen Entwicklung (vor der

Platznahme im Perlgneis) zurückzuführen sind. Dieses Ergebnis trägt zwar noch nicht zur Klärung der Frage bei, welche der oben beschriebenen genetischen Entwicklungsmöglichkeiten die wahrscheinlichere ist, stellt aber die besondere Situation der Tonalitgruppe heraus, daß diese geochemisch gut definierbare Gesteinsgruppe anhand einer Reihe von Argumenten in zwei "Untergruppen" unterteilbar ist und genetisch durch zwei verschiedene Prozesse gedeutet werden kann. Eine eindeutig belegbare Festlegung der Tonalitgruppe auf einen genetischen Entwicklungspfad ist anhand der Ergebnisse dieser Arbeit nicht möglich. Wie oben dargelegt, gibt es Hinweise, die vielmehr für eine im Rahmen der intermediären Magmatite besonders komplexe genetische Entwicklungsgeschichte sprechen. In der Tendenz weisen die zur Verfügung stehenden Argumente für den mittelkörnigen Tonalittyp auf Fraktionierung, wie in Kapitel 11.1. beschrieben, und für den feinkörnigen Typ auf Magmenmischung, wie in Kapitel 11.2. erläutert.

Dieses Ergebnis beleuchtet eindrucksvoll, daß nur in der Summe der Argumente eine Deutung möglich wird, und daß chemisch sehr ähnliche Magmatite nicht notwendigerweise zwingend auf die gleichen genetischen Entwicklungspfade hinweisen. Vielmehr scheinen in diesem durch weitreichende Anatexis geprägten Krustenniveau verschiedenste Prozesse gesteinsbildend gewirkt zu haben.

12.2.3. GRANODIORIT

Für die genetische Entwicklung des Granodiorits ergibt sich aus den Betrachtungen von Kapitel 11 nur eine sinnvolle Möglichkeit: Im Wesentlichen ist der Granodiorit durch fraktionierte Kristallisationsdifferentiation aus einem dem Qz-Diorit ähnlichen Magma abzuleiten. Hierfür ist ein zu entziehendes Mineralgemenge notwendig, das im Durchschnitt ca. 38% Plagioklas, 10% Orthopyroxen, 43% Hornblende, 7% Ilmenit und 2% Apatit enthält. Diese Forderung erhält auch durch die petrographischen Beobachtungen weitgehende Bestätigung. Hierzu können die Beschreibungen von Kapitel 5.1.5. herangezogen werden, da von der Lok.

Ochsenberg 16 der insgesamt 32 Proben vom Typ Granodiorit stammen. So kann (im Gegensatz zum Tonalit) im Granodiorit reliktsicher Orthopyroxen nachgewiesen werden und es zeigen fast alle Proben in ausgeprägtem Maße Plagioklaseinsprenglinge und Hornblendeaggregate. In Kapitel 8.2. konnte gezeigt werden, daß der Typ Granodiorit (Gruppe 7) die höchsten Gehalte an vielen Spurenelementen zeigt (z.B. Zn, Zr, Hf, Ba, Nb, und nur innerhalb der intermediären Magmatite betrachtet auch für SEE und U). Dieses Verhalten läßt sich ebenfalls gut durch Fraktionierungsvorgänge erklären, da man ausgehend vom basischen Diorit ca. 65% Mineralgemenge aus dem Magma zu entziehen hat, um zum Granodiorit zu kommen (für den Tonalit sind es ca. "nur" 50%). Dies kann bei wechselnden Anteilen der zu entziehenden Minerale, sowie durch das leicht unterschiedliche "Einsetzen" der Kristallisation von Nebengemengteilen (Apatit, Erz, Orthit etc.) und deren teilweise Fraktionierung als Einschluß im Plagioklas, Orthopyroxen oder Hornblende zu starken Anreicherungen und starken Schwankungen dieser Elementgehalte führen.

12.2.4. GANGGRANODIORIT

Ähnlich wie beim Granodiorit konnte auch für diese Gesteinsgruppe nur eine sinnvolle Entwicklungsmöglichkeit erarbeitet werden. Im Prinzip ist es der gleiche genetische Pfad wie bei den Granodioriten, nur kommt hier eine zusätzliche Komponente, die zu merklichen chemischen Veränderungen führt, in Form einer Nebengesteinskomponente hinzu. Die betont gangförmig auftretenden Granodiorite (meist Gänge mit einer Breite unter 50m) waren zum Zeitpunkt der Intrusion dem umgebenden Krustengestein schon so ähnlich, daß keine Assimilationsvorgänge mehr möglich waren. Vielmehr mischten sich diese schmalen Magmenkörper nach der Platznahme völlig mit einer im Nebengestein vorhandenen (Teil-) Schmelze.

12.3. SAURE MAGMATITE

Diese Gesteinsgruppe ist nicht primärer Gegenstand der Bearbeitung. Aussagen zur Genese sollen im Folgenden nur in Zusammenhang mit der wahrscheinlichen Beteiligung von basischeren Magmen getroffen werden.

12.3.1. GRANITOIDE GESTEINE

Hierzu gehören aufgrund der bearbeiteten Proben 3 räumlich abgegrenzte Bereiche mit den Gesteinen (1) Ödwieser Granit, (2) Paragranodiorit der Lokalität Boxberg, (3) Granit vom Garmerberg. Sie zeigen untereinander große Ähnlichkeiten aus geochemischer Sicht.

12.3.1.1. ÖDWIESER GRANIT

Anhand der Harker-Diagramme in Kap. 7.1. konnte gezeigt werden, daß die granitoiden Gesteine (also auch der Ödwieser Granit) für fast alle Elemente den durch die intermediären Magmatite gegebenen Trend fortsetzen. Dies wird insbesondere am Verhalten von Fe, Mg, Ti, Ca, K, Ba, und Sc deutlich. Das Lagefeld der Gneise deckt sich dagegen in keinem der Harker-Diagramme mit dem Trend der magmatischen Gesteine. Dies stellt zum Einen die geochemischen Differenzen zwischen Perlgneis und den granitoiden Gesteinen heraus (vgl dazu auch Tabelle 10 in Kap. 8.1., insbesondere in Bezug auf K, Cr, Zr) und eröffnet im Prinzip die Möglichkeit, die granitoiden Gesteine als Weiterentwicklung der Granodiorite zu betrachten, z.B. durch weitere Fraktionierungsvorgänge eines granodioritischen Magmas, was in Analogie zu SCHULZ eine Deutung als Intrusivgestein bedeuten würde. Neben fortgeschrittener Fraktionierung kann auch ein intensivierter Mischungsvorgang mit Krustengestein angenommen werden, wie es sich im granodioritischen Bereich bei der Unterteilung von Granodiorit und Ganggranodiorit

bereits angedeutet. Dies wurde von SCHULZ ebenfalls gefordert ("Inkorporation von Perlgneis"). Aus der Bearbeitung der Biotite des Ödwieser Granits und des Perlgneises ergab sich eindeutig, daß zwischen Perlgneis und Ödwieser Granit eine enge Beziehung bestehen muß, soweit es die chemische Zusammensetzung der Biotite betrifft. Die entscheidende Frage bleibt dadurch aber offen, ob nämlich dieses Ergebnis den Perlgneis und Ödwieser Granit genetisch verbindet (im Sinne von einem hohen Anteil Perlgneiskomponente im Granit), oder aber, ob sich dadurch nur ein beide Gesteinstypen betreffendes Ereignis nach deren Genese widerspiegelt.

Bezüglich der Unterteilung des Ödwieser Granits in eine Kern- und eine Randfazies (nach SCHULZ, 1982) konnten anhand eines Kleinbereichsprofils folgende Erkenntnisse gewonnen werden: Die im Nebengesteinsprofil (EB6) beobachtbare Inhomogenität läßt sich in sehr guter Übereinstimmung (siehe Kap. 9.3.) mit der Variationsbreite der chemischen Zusammensetzung des Ödwieser Granits parallelisieren. Im Nebengesteinsprofil konnten die Veränderungen auf einen lokal erhöhten Anteil einer Teilschmelze zurückgeführt werden, was gleichzeitig bedeutet, daß andere, benachbarte Bereiche einen leicht restitischen Charakter erhalten. Diese Trennung führt also zu zwei relativen Extrema im granitoiden Gestein. Ob dafür (bei Probe EB6) der Kontakt zum basischen Diorit als Ursache in Frage kommt, läßt sich nicht mit Sicherheit belegen, da an der Lok. Boxberg im Paragranodiorit vergleichbare Inhomogenitäten auftreten, ohne daß ein basischer Magmatit zu sehen wäre. Entscheidend aber ist, daß durch (lokal) verstärkte Teilschmelzenbildung die chemischen Variationen, wie sie der Ödwieser Granit zeigt, erzeugt werden können. Anhand der Biotitchemie konnte diese Parallelität nochmal voll bestätigt werden (siehe Kap. 10).

Zusammenfassend ist zu sagen, daß die Ergebnisse dieser Arbeit für einen Intrusivcharakter des Ödwieser Granit sprechen. Der im Gelände unmerkliche Übergang zum Perlgneis (mit Ausbildung entsprechend schwer einzuordnender Gesteinsvarietäten) könnte seine Ursache in intensiven Mischungsvorgängen haben, die nach den Erkenntnissen dieser Arbeit nicht im basisch-intermediären Bereich ablaufen, sondern erst verstärkt ab tonalitischem bis granodio-

ritischem Chemismus stattfinden. Das intrudierte Magma könnte aus einer Weiterentwicklung des Granodiorits abgeleitet werden. Die z.T. deutlichen Schwankungen im Chemismus des Ödwieser Granits dürften ihre Ursachen in Teilschmelzprozessen haben, die in sehr unterschiedlicher Dimension ablaufen können, aber nicht zwingend mit der Genese dieser Magmatite in Zusammenhang gebracht werden müssen (u.U. Anatexisbedingungen nach der Platznahme, möglicherweise durch basischere Magmen ausgelöst).

12.3.1.2. ÜBRIGE GRANITOIDE GESTEINE

Wie bereits angesprochen und auch anhand der Tabelle 10 in Kapitel 8.1. zu ersehen, läßt sich die sog. Kernfazies des Ödwieser Granits chemisch weitgehend mit den übrigen granitoiden Gesteinen gleichsetzen. Dies spricht dafür, daß auch Gesteine wie der Paragranodiorit in die Überlegungen zur Genese des Ödwieser Granits einbezogen werden können. Es sind keine geochemischen Anzeichen zu sehen, daß hier verschiedene genetische Prozesse abgelaufen sind.

12.3.2. SAURE GRANITE

Die chemischen Analysen der betont sauren Granite (überwiegend als aplitische Gänge beprobt) stellen diese Gesteine in den Bereich von granitischen Minimumschmelzen, und sind wohl in der Mehrzahl als lokal begrenzte (Teil-) Schmelzen zu betrachten, wie sie in granitoiden Gesteinsbereichen des Arbeitsgebietes immer wieder zu finden sind.

13. ZUSAMMENFASSUNG

Die petrographisch - geochemischen Untersuchungen dieser Arbeit haben zum Ziel, genetische Entwicklungsmöglichkeiten für basische und intermediäre Magmatite im Bayerischen Wald aufzuzeigen.

Das Arbeitsgebiet gehört geologisch zum Moldanubikum, das die innerste (und damit am höchsten metamorphe) Zone des varistischen Orogens darstellt. Für die metamorphen Gesteinsserien wird eine polymetamorphe Geschichte mit einem letzten Ereignis während der varistischen Ära angenommen. Das heute angeschnittene Krustenniveau ist zum einen durch verbreitete Anatexis (Bildung granitischer Schmelzen), zum anderen durch die Einlagerung von diskordanten Magmatitkörpern im Gneisrahmen gekennzeichnet. Eine Konsequenz dieser Schmelzenbildung ist, daß zum einen "Übergangsvorgänge" zwischen metamorphem und magmatischem Gestein zu nur schwer einstufbaren Gesteinen führen, und zum anderen, daß Reaktionen zwischen Krusten-(teil-)schmelzen und diskordant in die Kruste eingedrungenen Magmen als möglich angenommen werden müssen. Diese diskordanten Magmatite (soweit datiert, ergeben sich für diese im Bereich des Bayerischen Waldes durchweg varistische Alter) reichen in ihrer chemischen Zusammensetzung von basisch (Gabbro) über verschiedene intermediäre Typen (Diorite) bis zu sauren granitischen Gesteinen, wobei der weit überwiegende Anteil (und auch die größten Körper) in den Bereich der Granite fällt. Basische und intermediäre Magmatite treten meist in Form sehr kleiner Körper auf (im Bereich von 10er bis 100er Meter) mit - soweit beobachtbar - scharfen Kontakten zum Krustengestein. Da diese Magmatite - je basischer desto stärker - in ihrer chemischen Zusammensetzung von den Krustengesteinen bzw. deren Schmelzen abweichen, ist speziell für diese Gesteinsgruppe eine Reaktion mit Krustenmaterial (das zum Teil als Schmelze vorlag) anzunehmen (Assimilation, Magmenmischung), sodaß die Ausbildung vielfältiger intermediärer Magmatittypen auch durch diese Bedingungen (zusätzlich zu Entwicklungen wie fraktionierte Kristallisationsdifferenziation) gefördert worden sein könnte. Weiterhin ist durch die

Art des Auftretens der intermediären und basischen Magmatite (bevorzugt kleine Körper) auch die Möglichkeit gegeben, daß diese Magmen völlig von größeren Bereichen geschmolzener Kruste "verdaut" wurden, also heute nur noch anhand bestimmter Indizien (z.B. Spurenelemente, Isotopenverhältnisse) in den granitischen Gesteinen nachzuweisen sind. Daß derartige Vorgänge bei der Genese der "in situ"-Granite stattgefunden haben, wird von Bearbeitern dieser Gesteine auch gefordert.

Ausgehend von diesen Vorstellungen wurde ein Arbeitsgebiet ausgewählt, das eine breite Palette intermediärer Gesteinstypen sowie auch möglichst basische Gesteine und "in situ"-Granite aufweist, und es wurde versucht, alle basischen und intermediären Varietäten zu beproben.

Bezogen auf das Arbeitsgebiet läßt sich das Auftreten der intermediären und basischen Magmatite folgendermaßen beschreiben:

- Es handelt sich durchweg um kleine bis kleinste Vorkommen, die bevorzugt in stark mobilisierten Krustengesteinen (Perlgneis, Paragranodiorit) eingelagert sind. Typisch für die granodioritischen Gesteine ist ein gangartiges Auftreten, für alle übrigen die Ausbildung rundlicher Körper.
- Bei mehreren Vorkommen treten verschiedene intermediäre, z.T. auch basische Gesteine nebeneinander auf.

Diese bevorzugt rundliche Form der basischeren Magmatitkörper konnte für ein Gabbrovorkommen auch mittels magnetischer Untersuchungen belegt werden.

Die petrographische Bearbeitung der basischen und intermediären Magmatite ergab, daß die Gesteine von fein- bis mittelkörnig variieren. In der Mehrzahl zeigen sie unregelmäßiges Gefüge, mit der Tendenz, daß bei zunehmend saurem Chemismus Deformations- und Einregelungserscheinungen häufiger zu beobachten sind (bevorzugt bei den gangförmigen Granodioriten). Die wesentlichen gemeinsamen petrographischen Merkmale der Mehrzahl der intermediären Magmatite sind zum einen das Vorherrschen von Biotit und Hornblen-

de (kaum Klino- bzw. Orthopyroxen) und zum anderen der porphyrische Charakter, bedingt durch Plagioklaseinsprenglinge (die fast immer Zonarbau zeigen). Meist überwiegt Biotit die übrigen mafischen Komponenten. Hornblende tritt bevorzugt in Form von Aggregaten auf, die vermutlich Pseudomorphosen nach Pyroxen sind. Die Akzessorien Apatit, Orthit, Titanit und Zirkon variieren stark in Menge, Größe und Habitus. Von diesen Charakteristika der intermediären Typen weicht im basischen Bereich nur der Gabbro stark ab, während sich basischere Diorittypen nur durch eine Betonung der Orthopyroxenkomponente deutlich von den oben beschriebenen Dioriten abgrenzen. Für den Gabbro, der nur als mittelkörniges Gestein auftritt, ist ein Intersertalgefüge durch sperrig angeordnete Plagioklase (meist ohne Zonarbau) typisch. Die wesentliche mafische Komponente (deren größter Teil postmagmatisch verändert und überprägt wurde) ist Klinopyroxen. Olivin konnte nicht beobachtet werden. Als Erzphase tritt beim Gabbro überwiegend Magnetkies und Pyrit auf, während alle übrigen basischen und intermediären Magmatite fast ausschließlich Ilmenit zeigen.

Die geochemische Bearbeitung ergab - in Analogie zur petrographischen Bearbeitung - eine klare Abgrenzung des Gabbros von allen anderen Magmatiten, die für sich, sichtbar anhand vieler Hauptelemente, eine kontinuierliche Entwicklung ohne deutliche Elementgehaltslücken abbilden. Deren Trend setzt sich auch im Bereich der eher sauren Krustengesteine fort, wobei granitoide Gesteine (Ödwieser Granit, Paragranodiorit) wesentlich besser in diesen Trend passen, als metamorphe Gesteine (Perlgneis, grobkörniger Cordierit-Sillimanit-Gneis). Mithilfe statistischer Verfahren lassen sich die magmatischen Gesteine in neun Gruppen zusammenfassen, die sich aufgrund bestimmter Charakteristika auch eindeutig voneinander abgrenzen:

- | | |
|------------------------------------|------------------------|
| 1. K ₂ O-armer Gabbro | 6. Granodiorit |
| 2. K ₂ O-reicher Gabbro | 7. Ganggranodiorit |
| 3. Basischer Diorit | 8. Granitoide Gesteine |
| 4. Quarz-Diorit | 9. Saure Granite |
| 5. Tonalit | |

Für die genetische Entwicklung der basischen und intermediären Magmatittypen wurden Hinweise und Abschätzungen erarbeitet, welche(r) der möglichen Prozesse, wie fraktionierte Kristallisations-differentiation, Magmenmischung und Assimilation jeweils wahrscheinlich ist, wobei hier vor allem die Kleinbereichsuntersuchungen wesentliche Beiträge lieferten.

Für den Gabbro ergab sich keine genetische Beziehung zu den übrigen Magmatiten. Der K_2O -reiche Gabbro ist aus dem K_2O -armen Gabbro im Wesentlichen durch Aufnahme von Krustenmaterial entstanden, wobei zwischen dem Grad der Veränderung und der Größe der Gabbrokörper (z.T. nur dm-große, kantige Schollen) eine klare Abhängigkeit besteht. Insgesamt blieben aber die Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung innerhalb eines für Gabbros typischen Bereichs.

Der basische Diorit kann mit großer Wahrscheinlichkeit als genetischer Ausgangspunkt für die Bildung intermediärer Magmatite angesehen werden. Anhand von Kleinbereichsprofilen konnte nachgewiesen werden, daß diese basischen Magmatite starke Austauschvorgänge mit granitoider Kruste zeigen (= Assimilation) und dadurch zu intermediärer Zusammensetzung verändert werden.

Die allen basischen und intermediären Magmatiten (mit Ausnahme des Gabbro) gemeinsamen Kennzeichen, wie meist porphyrisches Gefüge, vergleichsweise hohe Gehalte an Elementen wie SEE, Ba, Zr, Hf, P, Ti, Betonung von Hornblende und Biotit, gehen auf den basischen Diorit zurück. Im Wesentlichen entwickeln sich die verschiedenen intermediären Magmatite durch fraktionierte Kristallisation von Plagioklas, Orthopyroxen, Hornblende sowie Ilmenit und Apatit. Die Kaliumbetonung im intermediären Bereich geht auf intensive Austauschvorgänge mit Krustenmaterial im basischen Stadium der Magmen zurück. Bei zunehmend saurerem Chemismus (granodioritisch) treten Mischungsvorgänge mit Krustenmaterial in den Vordergrund, die verstärkt auch für die Bildung der "in situ"-Granite verantwortlich sein könnten. Für einen Fall (feinkörniger Tonalit) ist es auch im tonalitischen Bereich wahrscheinlich, daß eine Mischung etwa gleicher Teile eines basischen und sauren Magmas zu einem intermediären Magmatit führte.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALBUQUERQUE, C.A.R. DE (1971): Petrochemistry of a series of granitic rocks from Northern Portugal. - Bull. Geol. Soc. Amer. 82, 2783-2798.
- ALBUQUERQUE, C.A.R. DE (1973): Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. - Geochim. Cosmochim. Acta 37, 1779-1802.
- ANDERSON, T.A. (1975): Carboniferous subduction complex in the Harz Mountains. - Geol. soc. Amer. Bull. 86, 77-82.
- BACHMANN, G. & GRAUERT, B. (1986): Altersbestimmungen mit $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ -Ungleichgewichtsverteilungen. - Fortschr. Miner. 64, Beiheft 1, 12.
- BEER, W.W. (1981): Die strukturelle Entwicklung der Metamorphite des Bayerischen Waldes. - Diss. Göttingen.
- BEHR, H.-J. (1978): Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. - Z. dt. geol. Ges. 129, 283-318.
- BERNOTAT, W.H. (1972): Chemical classification of igneous rocks and igneous rock associations by means of discriminant and cluster analysis. - Tschermin. Petr. Mitt. 17.
- BLÜMEL, P. (1972): Die Analyse von Kristallisation und Deformation einer metamorphen Zonenfolge im Moldanubikum von Lam-Bodenmais, E-Bayern. - N. Jb. Miner. Abh., 118, 74-96.
- BLÜMEL, P. (1982): Aufbau, Metamorphose und geodynamische Deutung des Variszischen Grundgebirges im Bereich der Bundesrepublik. - Aus dem Jahrbuch der RUB Bochum.
- CHRISTINAS, P. (1979): Petrographie und Rb/Sr-Alter des Granodiorit-Porphyrites von Waldkirchen, Passauer Wald. - Diplomarbeit München.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMANN, J. (1966): Rock forming minerals. - Longmans, London.
- DRACH V., V. & LIPPOLT, H.J. (1974): Herkunft eines dioritischen Gesteins des Nordschwarzwalds, gedeutet aufgrund seiner K-Rb-Sr-Eigenschaften. - N. Jb. Miner. Abh. 122, 229-245.
- DRESCHER-KADEN, F.K. (1930): Zur Genese der Diorite von Fürstenstein. N. J. f. Min., 60, 445-530.

- DRESCHER-KADEN, F.K. (1945): Zur Bildungsweise dioritischer Gesteine. - Chemie der Erde, 15, 299-324.
- DÜRR, S. (1958): Geologische und petrographische Untersuchungen auf der Osthälfte des Gradabteilungsblattes Lalling im Bayerischen Wald. - Diplomarbeit München.
- EMMERMAN, R., DAIEVA, L. & SCHNEIDER, J. (1975): Petrologic significance of Rare Earths distribution in granites. - Contr. Miner. Petrol. 52, 267-283.
- EUGSTER, H.P. & WONES, D.R. (1962): Stability relations of the ferruginous biotite, annite. J. Petrol., 3, 82-125.
- FISCHER, G. (1959): Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. - Jb. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. 41, 1-22.
- FISCHER, G. (1967): Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz und des Bayerischen Waldes. - Der Aufschluß, 16. Sonderheft, S. 27-111, Heidelberg.
- FOURCADE, S. & ALLEGRE, C.J. (1981): Trace Elements Behavior in Granite Genesis: A Case Study; The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrenees, France). - Contr. Miner. Petrol. 76, 177-195.
- GIESE, P. (1978): Die Krustenstruktur des Varistikums und das Problem der Krustenverkürzung. - Z. dt. geol. Ges. 129, 513-520.
- GRABER, H.V. (1933): Die Diorite des Passauer Waldes. - Geol. Rundschau, 24, 15.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: the Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. - Contr. Miner. Petrol. 45, 37-63.
- GRIEBEL, J. (1970): Die Granodiorite von Stallwang und ihre Einschlüsse. Die Assimilation granitähnlicher Gneiseinschlüsse durch ein dioritisches Magma. - Diss. Univ. München.
- GÜMBEL, C.W., v. (1868): Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. II. Abt. Ostbayerisches Grenzgebirge, Gotha (Justus Perthes), 968 S. .
- HANSON, G.N. (1978): The Application of Trace Elements to the Petrogenesis of Igneous Rocks of Granitic Composition. - Earth planet. Sci. Lett. 38, 26-43.

- HASKIN, L.A., HASKIN, M.A., FREY, F.A. & WILDEMAN, T.R. (1968): Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In *Origin and Distribution of the Elements*. - L. AHRENS, ed. Pergamon Press, Oxford, Int. Ser. Mon. Earth Sci. 30, 899-912.
- HENDERSON, P. (1984): *Rare Earth Element Geochemistry*. - (Editor) Elsevier Verlag, Amsterdam.
- HERRMANN, A.G. (1970): Yttrium and Lanthanides. *Handbook of Geochemistry*, Vol. II/5, Springer Verlag Berlin, 57-71, B-M.
- HÜGI, T., SCHWANDER, H. & STERN, W. (1975): Preliminary Data on Mineral Standards Basel-1b (Biotite) and -1h (Hornblende). - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55, 403-406.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - *Can. J. Earth Sci.* 8, 523-548.
- JOYCE, A.S. (1973): Application of Cluster Analysis to Detection of Subtle Variation in a Granitic Intrusion. - *Chem. Geol.* 11, 297-306.
- KÖHLER, A. (1941): Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels usw. . - *Fortschr. d. Min.*, 25, 253.
- KÖHLER, H. (1981): Rb/Sr-Altersbestimmungen und Sr-Isotopen Systematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum Ostbayern). - *Habil.-Schrift Univ. München*.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. - *Abh. Sächs. Geol. L.-A.* 1, 1-39.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H. (1973): Proterozoic-Paleozoic Geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. - *Geo. Soc. Amer. Bull.* 84, 2611-2630.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H. (1976): Carboniferous subduction complex in the Harz Mountains, Germany: Discussion. - *Geol. Soc. Amer. Bull.* 87, 830-832.
- LETERRIER, J. (1972): Etude petrographique et geochemique du massif granitique de Querigut (Ariege). - *These Sci. Nancy. Fr. Sci. Terre Mem.* 23.
- LIST, F.K. (1961): Über Granitisation im Grundgebirge des südlichen Bayerischen Waldes. - *Diss. Univ. München*.

- LIST, F.K. (1969): Ausbildung und Entstehung des Paragranodiorits nördlich und östlich von Deggendorf (südlicher Bayerischer Wald). - *Geologica Bavarica*, 60, 95-132.
- MAGGETTI, M. & NICKEL, E. (1973): Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. - *N. Jb. Miner. Abh.* 119, 232-265.
- MARRE, J. (1973): Le complexe eruptif de Querigut: petrologie, structurologie, cinématique de mise en place. These, Univ. Toulouse, Fr.
- MEHNERT, K.R. & BÜSCH, W. (1965): Dioritbildung durch Remobilisation. - *Tscherm. min. u. petr. Mitt.*, 11, 246-265.
- MYSEN, B.O. & HOLLOWAY, J.R. (1977): Experimental Determination of Rare Earth Fractionation Patterns in Partial Melts from Peridotite in the Upper Mantle. - *Earth planet. Sci. Lett.* 34, 231-237.
- NAKAMURA, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary meteorites. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.
- NANEY, M.T. (1983): Phase Equilibria of Rock-Forming Ferromagnesian Silicates in Granitic Systems. - *Am. J. of Science* 283, 993-1033.
- NOYES, H.J., FREY, F.A. & WONES, D.R. (1983): A Tale of two Plutons: Geochemical Evidence Bearing on the Origin and Differentiation of the Red Lake and Eagle Peak Plutons, Central Sierra Nevada, California. - *J. of Geol.* 91, 487-509.
- OTT, W.D. (1979): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6942 St. Englmar, München.
- PEARCE, J.A. & NORR, M. J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. - *Contr. Miner. Petrol.* 69, 33-47.
- PITCHER, W.S., ATHERTON, M.P., COBBING, E.J. & BECKINSALE, R.D. (1985): Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes. - John Wiley and Sons Inc., New York, 552 pp. .
- PROPACH, G. & OLBRICH, M. (1984): Herkunft der intermediären variskischen Magmatite des Bayerischen Waldes. - *Fortschr. Miner.* 62, Beiheft 1, 189-190.
- RITTMANN, A. (1973): Stable Minerals Assemblages of Igneous Rocks. 262 pp., Berlin, Heidelberg, New York, Springer

Verlag.

- SCHREYER, W. (1967): Das Grundgebirge in der Umgebung von Deggendorf an der Donau. - *Geologica Bavarica* 58, 77-85.
- SCHULZ, M. (1982): Zur Genese des Ödwieser Granits (Vorderer Bayerischer Wald). - Diss. Univ. München.
- SPIEGEL, W. (1983): Geochemische und petrographische Untersuchungen an intermediären und basischen Magmatiten des Vorderen Bayerischen Waldes. - Diplomarbeit München.
- STONE, M. & EXLEY, C.S. (1978): A cluster analysis of chemical data from the granites of S.W.England. - *Proc. Ussher Soc.*, 4, 172-181.
- STRECKEISEN, A. (1976): Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. - *N. Jb. Miner. Mh.* 1976, 1-15
- STRÖBENREUTHER, U. (1982): Die Struktur der Erdkruste am Südwest-Rand der Böhmisches Masse, abgeleitet aus refraktions-seismischen Messungen der Jahre 1970 und 1978/79. - Diss. Univ. München.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1981): The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. - *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A301, 301-399.
- TINDLE, A.G. & PEARCE, J.A. (1981): Petrogenetic Modelling of in situ Fractional Crystallization in the Loch Doon Pluton, Scotland. - *Contr. Miner. Petrol.* 78, 196-207.
- TINDLE, A.G. & PEARCE, J.A. (1983): Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. - *Lithos* 16, 185-202.
- VEJNAR, Z. (1971): Grundfragen des Moldanubikums und seiner Stellung in der Böhmisches Masse. - *Geol. Rundschau* 60, 1455-1465.
- VITRAC-MICHARD, A. & ALLEGRE, C.J. (1975): A study of the formation and history of a piece of continental crust by the $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -method: The case of the french oriental Pyrenees. - *Contr. Miner. Petrol.* 50, 257-285.
- WATSON, E.B. & JUREWICZ, S.R. (1984): Behavior of Alkalies During Diffusive Interaction of Granitic Xenoliths with Basaltic Magma. - *J. of Geol.* 92, 121-131.

- WEBER, K. (1978): Das Bewegungsbild im Rhenoharzynikum - Abbild einer varistischen Subfluenz. - Z. dt. geol. Ges. 129, 249-281.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1974): Geochemische Untersuchungen an Biotit-Dioriten, Hornblende-Dioriten und Metamorphiten des mittleren kristallinen Odenwaldes. - N. Jb. Miner. Abh. 120, 119-146.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis. - Tectonophysics, 43, 7-22.
- WOOD, D.A., TARNEY, J. & WEAVER, B.L. (1981): Trace Element Variations in Atlantic Ocean Basalts and Proterozoic Dykes from Northwest Scotland: Their Bearing upon the Nature and Geochemical evolution of the Upper Mantle. - Tectonophysics 75, 91-112.
- WÜNSCH, W. (1982): Geochemische und petrographische Untersuchungen an Graniten und Granodioriten des Vorderen Bayerischen Waldes. - Diplomarbeit München.
- WÜRSTL, M. (1983): Geochemische und petrographische Untersuchungen an Paragranodioriten und Kristallgraniten des Vorderen Bayerischen Waldes. - Diplomarbeit München.

ANHANG A

Auflistung der bearbeiteten Gesteinsproben

Die Probennummern in der ersten Spalte sind nach folgendem Schema aufgebaut:

Der erste Buchstabe ist der Anfangsbuchstabe des topographischen Kartenblattes (1 : 25000) der Probenlokalität. Der zweite Buchstabe ist der Anfangsbuchstabe der Probenlokalität (z.B. "B" für Boxberg), oder der einer Gesteinsgruppe (z.B. "P" für Perlgneis). Die Ziffern der Probennummern ergeben sich als fortlaufende Durchnummerierung einer Buchstabenkombination.

In den Spalten "R-Wert" und "H-Wert" sind die Koordinaten der Probenlokalitäten nach dem Gauß-Krüger-Gitter angegeben.

Die Gewichtsangaben in der Spalte "aufbereitete Menge" beziehen sich auf das nach den Aufbereitungsgängen gewonnene Probenmaterial. Für das Material von SCHULZ (1982) und WÜNSCH (1982) war keine Mengenangabe erhältlich.

Die Buchstaben in der Spalte "Untersuchungsmethoden" stehen für folgende Analysenverfahren:

- | | |
|---|---|
| R | = Röntgenfluoreszenzanalyse des Gesamtgesteins |
| N | = Instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse des Gesamtgesteins |
| I | = Sr-Isotopenanalyse des Gesamtgesteins |
| B | = Röntgenfluoreszenzanalyse eines Biotitpräparates dieser Probe (wobei die Biotitpräparate der Proben "EC", "EP" und "EO" von M. SCHULZ hergestellt und in dessen Promotionsarbeit bereits teilanalysiert wurden) |

Probenliste geordnet nach Kartenblättern

ST.ENGLMAR

Probe Nr.	Lokalität	R-Wert	H-Wert	aufber. Menge	Unters.- methoden	Interne Pr.-Nr.
EB1-1	Boxberg	455902	543606	10g	R	21402A
EB1-2	Boxberg	455902	543606	25g	R	21402B
EB1-3	Boxberg	455902	543606	20g	R	21402C
EB1-4	Boxberg	455902	543606	20g	R	21402D
EB1-5	Boxberg	455902	543606	20g	R	21402E
EB1-6	Boxberg	455902	543606	22g	R	21402F
EB1-7	Boxberg	455902	543606	25g	R N	21402G
EB1-8	Boxberg	455902	543606	25g	R N	21402H
EB1-9	Boxberg	455902	543606	6g	R	21402R0
EB1-10	Boxberg	455902	543606	6g	R N	21402R1
EB1-11	Boxberg	455902	543606	7g	R	21402R2
EB1-12	Boxberg	455902	543606	7g	R	21402R3
EB1-13	Boxberg	455902	543606	7g	R N	21402R4
EB1-14	Boxberg	455902	543606	7g	R	21402R5
EB2	Boxberg	455902	543606	700g	R	21402NE
EB3	Boxberg	455902	543606	400g	R	21402PE
EB4-1	Boxberg	455902	543606	5g	R N	20330A
EB4-2	Boxberg	455902	543606	13g	R	20330B
EB4-3	Boxberg	455902	543606	17g	R	20330C
EB4-4	Boxberg	455902	543606	17g	R N	20330D
EB5-1	Boxberg	455906	543603	5g	R	21416AB
EB5-2	Boxberg	455906	543603	5g	R	21416AC
EB5-3	Boxberg	455906	543603	10g	R N	21416A1
EB5-4	Boxberg	455906	543603	7g	R	21416A2
EB5-5	Boxberg	455906	543603	5g	R	21416A3
EB5-6	Boxberg	455906	543603	3g	R N	21416A4
EB5-7	Boxberg	455906	543603	13g	R N	21416A5
EB5-8	Boxberg	455906	543603	3g	R	21416A6
EB5-9	Boxberg	455906	543603	4g	R	21416A7
EB5-10	Boxberg	455906	543603	5g	R	21416A8
EB5-11	Boxberg	455906	543603	5g	R	21416A9
EB5-12	Boxberg	455906	543603	5g	R	21416A10

Probenliste geordnet nach Kartenblättern (Fortsetzung)

Probe Nr.	Lokalität	R-Wert	H-Wert	aufber. Menge	Unters.-methoden	Interne Pr.-Nr.
EB6-1/1	Boxberg	455906	543603	600g	R B	21416B2/1
EB6-1/2	Boxberg	455906	543603	600g	R N I B	21416B2/2
EB6-2/1	Boxberg	455906	543603	800g	R B	21416B3/1
EB6-2/2	Boxberg	455906	543603	800g	R N I B	21416B3/2
EB6-3/1	Boxberg	455906	543603	750g	R B	21416B4/1
EB6-3/2	Boxberg	455906	543603	750g	R N I B	21416B4/2
EB7-1	Boxberg	455906	543603	3g	R N I	21416C1
EB7-2	Boxberg	455906	543603	3g	R I B	21416C2
EB7-3	Boxberg	455906	543603	5g	R N I	21416C3
EB7-4	Boxberg	455906	543603	6g	R	21416C4
EB7-5	Boxberg	455906	543603	6g	R N I	21416C5
EB7-6	Boxberg	455906	543603	7g	R	21416C6
EB7-7	Boxberg	455906	543603	7g	R N I	21416C7
EB7-8	Boxberg	455906	543603	11g	R	21416C8
EB7-9	Boxberg	455906	543603	12g	R	21416C9
EB7-10	Boxberg	455906	543603	18g	R I	21416C10
EB7-11	Boxberg	455906	543603	17g	R	21416C11
EB7-12	Boxberg	455906	543603	17g	R	21416C12
EB7-13	Boxberg	455906	543603	15g	R	21416C13
EB7-14	Boxberg	455906	543603	17g	R B	21416C14
EB7-15	Boxberg	455906	543603	23g	R N I	21416C15
EB8	Boxberg	455906	543603	150g	R	21416CAP
EB9-1	Boxberg	455895	543595	3g	R	21414-1
EB9-2	Boxberg	455895	543595	3g	R	21414-2
EB9-3	Boxberg	455895	543595	3g	R	21414-3
EB9-4	Boxberg	455895	543595	3g	R	21414-4
EB9-5	Boxberg	455895	543595	3g	R	21414-5
EB9-6	Boxberg	455895	543595	3g	R	21414-6
EB9-7	Boxberg	455895	543595	3g	R	21414-7
EB9-8	Boxberg	455895	543595	3g	R	21414-8
EB9-9	Boxberg	455895	543595	4g	R	21414-9
EB9-10	Boxberg	455895	543595	4g	R	21414-10
EB9-11	Boxberg	455895	543595	6g	R	21414-11
EB9-12	Boxberg	455895	543595	7g	R	21414-12

Probenliste geordnet nach Kartenblättern (Fortsetzung)

Probe Nr.	Lokalität	R-Wert	H-Wert	aufber. Menge	Unters.- methoden	Interne Pr.-Nr.
EB9-13	Boxberg	455895	543595	7g	R	21414-13
EB9-14	Boxberg	455895	543595	7g	R	21414-14
EB10-1	Boxberg	455897	543617	700g	R N	21401B1
EB10-2	Boxberg	455897	543617	800g	R	21401B2
EB10-3	Boxberg	455897	543617	400g	R N	21401B3
EB11	Boxberg	455897	543617	80g	R	21401B4
EB12-1	Boxberg	455897	543617	200g	R	21401B5
EB12-2	Boxberg	455897	543617	300g	R N	21401B6
EB13-1	Boxberg	455897	543617	500g	R N	21401C11
EB13-2	Boxberg	455897	543617	500g	R	21401C12
EB14	Boxberg	455897	543617	1.2kg	R N	21401C2
EB15	Boxberg	455897	543617	250g	R	21401C3
EB16	Boxberg	455897	543617	400g	R	21401C4
EB17	Boxberg	455897	543617	1.4kg	R N	21401D
EB18	Boxberg	455895	543595	1.2kg	R	21413
EB19	Boxberg	455940	543633	9.5kg	R N	20981
EB20	Boxberg	455890	543623	4.2kg	R N	20444
EB21	Boxberg	455902	543606	4.7kg	R	20329
EB22	Boxberg	455926	543604	4.5kg	R N	20428
EB23	Boxberg	455890	543614	6.1kg	R	20439
EB24	Boxberg	455926	543604	7.5kg	R	20427
EB25	Boxberg	455893	543613	11.0kg	R	21181
EB26	Boxberg	455891	543614	9.0kg	R N	21183
EB27	Boxberg	455890	543616	4.0kg	R	20332
EB28	Boxberg	455891	543615	4.0kg	R	20333
EB29	Boxberg	455892	543623	5.3kg	R N	20445
EB30	Boxberg	455895	543612	10.0kg	R N B	21182
EB31	Boxberg	455889	543616	3.3kg	R	20334
EB32	Boxberg	455888	543616	6.0kg	R	20442
EB33	Boxberg	455891	543623	4.5kg	R N B	20435
EB34-1	Boxberg	455890	543614	3.7kg	R	20440F
EB34-2	Boxberg	455890	543614	5.1kg	R	20440G
EB35	Boxberg	455920	543597	5.5kg	R	21424
EB36	Boxberg	455923	543594	6.0kg	R	20426

Probenliste geordnet nach Kartenblättern (Fortsetzung)

Probe Nr.	Lokalität	R-Wert	H-Wert	aufber. Menge	Unters.-methoden	Interne Pr.-Nr.
EB37	Boxberg	455903	543606	4.5kg	R	21403
EB38-1	Boxberg	455892	543613	3.8kg	R	20441
EB38-2/1	Boxberg	455892	543613	40g	R	20441/1
EB38-2/2	Boxberg	455892	543613	40g	R	20441/2
EB39	Boxberg	455890	543623	5.7kg	R	20443
EB40	Boxberg	455895	543622	4.2kg	R	20446
EB41	Boxberg	455893	543613	4.0kg	R	20335
EB42	Boxberg	455854	543653	3.3kg	R	21405
EB43	Boxberg	455917	543597	1.0kg	R	21427
EB44	Boxberg	455928	543603	4.0kg	R	20429
EB45	Boxberg	455863	543647	700g	R	21423
EB46	Boxberg	455916	543595	1.6kg	R	21425
EB47	Boxberg	455900	543607	23.0kg	R N	21501
EB48	Boxberg	455896	543612	25.0kg	R N	21502
EB49	Boxberg	455853	543651	10.0kg	R	21503
EB50	Boxberg	455864	543575	6.7kg	R N	21410
EB51	Boxberg	455858	543510	3.2kg	R	21412
EB52-1	Boxberg	455857	543522	10g	R	21411/1
EB52-2	Boxberg	455857	543522	10g	R	21411/2
EB52-3	Boxberg	455857	543522	8g	R	21411/3
EB52-4	Boxberg	455857	543522	7g	R	21411/4
EB52-5	Boxberg	455857	543522	8g	R	21411/5
EB52-6	Boxberg	455857	543522	10g	R	21411/6
EB52-7	Boxberg	455857	543522	10g	R	21411/7
EB52-8	Boxberg	455857	543522	10g	R	21411/8
EB52-9	Boxberg	455857	543522	10g	R	21411/9
EB52-10	Boxberg	455857	543522	12g	R	21411/10
ES1-1	Sicklasberg	455448	543567	10g	R	20448A1
ES1-2	Sicklasberg	455448	543567	10g	R	20448A2
ES1-3	Sicklasberg	455448	543567	10g	R	20448A3
ES1-4	Sicklasberg	455448	543567	10g	R	20448A4
ES1-5	Sicklasberg	455448	543567	9g	R	20448A5
ES1-6	Sicklasberg	455448	543567	9g	R	20448A6
ES1-7	Sicklasberg	455448	543567	10g	R	20448A7

Probenliste geordnet nach Kartenblättern (Fortsetzung)

Probe Nr.	Lokalität	R-Wert	H-Wert	aufber. Menge	Unters.-methoden	Interne Pr.-Nr.
ES1-8	Sicklasberg	455448	543567	10g	R	20448A8
ES1-9	Sicklasberg	455448	543567	10g	R	20448A9
ES2-1	Sicklasberg	455448	543567	600g	R N B	20448BA
ES2-2	Sicklasberg	455448	543567	400g	R	20448BM
ES2-3	Sicklasberg	455448	543567	400g	R N B	20448BI
ES3-1	Sicklasberg	455448	543567	7g	R	20448F1
ES3-2	Sicklasberg	455448	543567	10g	R	20448F2
ES3-3	Sicklasberg	455448	543567	13g	R	20448F3
ES3-4	Sicklasberg	455448	543567	13g	R	20448F4
ES3-5	Sicklasberg	455448	543567	13g	R	20448F5
ES3-6	Sicklasberg	455448	543567	13g	R	20448F6
ES3-7	Sicklasberg	455448	543567	6g	R	20448F7
ES4	Sicklasberg	455448	543567	1.4kg	R	20448D
ES5	Sicklasberg	455448	543567	1.7kg	R	20448E
ES6	Sicklasberg	455445	543567	5.8kg	R	20449
ES7	Sicklasberg	455446	543566	3.5kg	R N	20337
ES8	Sicklasberg	455449	543545	4.0kg	R	20350
ES9	Sicklasberg	455451	543546	3.0kg	R N B	20405
ES10	Sicklasberg	455443	543569	6.0kg	R N	21178
ES11	Sicklasberg	455453	543547	3.2kg	R	20349
ES12	Sicklasberg	455439	543563	5.0kg	R	20450
ES13	Sicklasberg	455450	543558	3.0kg	R	20407
ES14	Sicklasberg	455446	543559	3.4kg	R B	20409
ES15	Sicklasberg	455452	543558	7.0kg	R N	21180
ES16	Sicklasberg	455450	543552	5.5kg	R	20348
ES17	Sicklasberg	455453	543558	3.5kg	R	20406
ES18	Sicklasberg	455442	543556	5.0kg	R	20447
ES19	Sicklasberg	455444	543570	1.5kg	R	20336
ES20	Sicklasberg	455448	543558	3.5kg	R	20408
ES21	Sicklasberg	455448	543559	8.0kg	R N	21179
ES22	Sicklasberg	455444	543569	750g	R	20347/2
EH1	Hohe Leiten	455183	543672	2.6kg	R	20339
EH1-1	Hohe Leiten	455183	543672	6g	R	20339/1
EH1-2	Hohe Leiten	455183	543672	6g	R	20339/2

Probenliste geordnet nach Kartenblättern (Fortsetzung)

Probe Nr.	Lokalität	R-Wert	H-Wert	aufber. Menge	Unters.-methoden	Interne Pr.-Nr.
EH1-3	Hohe Leiten	455183	543672	6g	R	20339/3
EH1-4	Hohe Leiten	455183	543672	6g	R	20339/4
EH2	Hohe Leiten	455183	543672	3.3kg	R	20338
EH3	Hohe Leiten	455183	543672	3.7kg	R	20340
EH4	Hohe Leiten	455183	543672	6.0kg	R	20054
EM1-1	Grünbühel	455655	543975	10g	R	21417A1
EM1-2	Grünbühel	455655	543975	10g	R	21417A2
EM1-3	Grünbühel	455655	543975	10g	R	21417A3
EM1-4	Grünbühel	455655	543975	10g	R	21417A4
EM1-5	Grünbühel	455655	543975	10g	R	21417A5
EM2	Grünbühel	455655	543975	9.0kg	R	20982A
EM3	Grünbühel	455655	543975	10.0kg	R N	20982B
EM4	Grünbühel	455655	543975	4.8kg	R	21418
EM5	Grünbühel	455655	543975	3.9kg	R	21419
EM6	Altwies	455595	544010	13.0kg	R	20987
EM7	Liebenberg	455530	543895	15.0kg	R	20986
EM8	Poppenberg	455947	543945	4.4kg	R	20425
EQ1	(Qz-Diorit)	455552	544038	5.3kg	R N	20988
EC1	(Cord.-Gneis)	455132	543869	---	R B	20037
EC2	(Cord.-Gneis)	455155	543961	---	R B	20038B
EC3	(Cord.-Gneis)	455155	543961	---	R B	20038C
EC4	(Cord.-Gneis)	455081	543963	---	R B	20043
EP1	(Perlgneis)	455100	543800	---	R B	20036
EP2	(Perlgneis)	455035	543618	---	R B	20062
EP3	(Perlgneis)	455259	543852	---	R B	20046
EP4	(Perlgneis)	455189	543890	---	R B	20058
EP5	(Perlgneis)	455137	543496	---	R B	20066
EP6	(Perlgneis)	455291	543658	---	R	20053
EP7	(Perlgneis)	455117	543480	---	R	20065
EP8	(Perlgneis)	455076	543690	---	R B	20040
EP9	(Perlgneis)	455069	543526	---	R B	20067
EP10	(Perlgneis)	455444	543569	4.4kg	R	20347NE
EP11	(Perlgneis)	455092	543444	---	R B	20084
EO1	(Ödwieser Gr.)	455105	543616	---	R	20069

Probenliste geordnet nach Kartenblättern (Fortsetzung)

Probe Nr.	Lokalität	R-Wert	H-Wert	aufber. Menge	Unters.-methoden	Interne Pr.-Nr.
EO2	(Ödwieser Gr.)	455121	543410	---	R B	20079
EO3	(Ödwieser Gr.)	455080	543416	---	R B	20078
EO4	(Ödwieser Gr.)	455048	543418	---	R B	20071
EO5	(Ödwieser Gr.)	454995	543379	---	R B	20074
EO6	(Ödwieser Gr.)	455043	543463	---	R B	20085
EO7	(Ödwieser Gr.)	455095	543423	---	R B	20076
EO8	(Ödwieser Gr.)	455164	543394	---	R B	20050
EO9	(Ödwieser Gr.)	455141	543397	---	R B	20051
EO10	(Ödweiser Gr.)	455110	543386	---	R B	20080
EO11	(Ödwieser Gr.)	455083	543392	---	R B	20070
EO12	(Ödwieser Gr.)	455097	543405	---	R B	20081
EO13	(Ödwieser Gr.)	455143	543370	---	R B	20082

Viechtach

VO1	Ochsenberg	456590	543340	5.5kg	R	20416
VO2	Ochsenberg	456590	543340	1.5kg	R	20410
VO3	Ochsenberg	456590	543340	3.6kg	R	20411
VO4	Ochsenberg	456590	543340	1.6kg	R	20412
VO5	Ochsenberg	456590	543340	3.2kg	R	20415
VO6	Ochsenberg	456590	543340	7.5kg	R	20417
VO7	Ochsenberg	456590	543340	5.0kg	R	20418
VO8	Ochsenberg	456590	543340	4.5kg	R N	20419
VO9	Ochsenberg	456590	543340	3.5kg	R	20421
VO10	Ochsenberg	456590	543340	7.5kg	R	20423
VO11	Ochsenberg	456590	543340	5.0kg	R	20430
VO12	Ochsenberg	456590	543340	4.0kg	R	20437
VO13	Ochsenberg	456590	543340	5.5kg	R	20438
VO14	Ochsenberg	456590	543340	6.0kg	R	20422
VO15	Ochsenberg	456590	543340	6.0kg	R	20424
VO16	Ochsenberg	456590	543340	1.5kg	R	20326
VG1	Garmerberg	456868	543245	---	R	19250A
VG2	Garmerberg	456812	543348	---	R N	19262

Probenliste geordnet nach Kartenblättern (Fortsetzung)

Probe Nr.	Lokalität	R-Wert	H-Wert	aufßer. Menge	Unters.-methoden	Interne Pr.-Nr.
VG3	Garmerberg	456829	543214	---	R	19243
VG4	Garmerberg	456786	543320	---	R	19263
VG5	Garmerberg	456786	543249	---	R	19240
VG6	Garmerberg	456790	543250	---	R	19241
VG7	Garmerberg	456819	543218	---	R	19242
VG8	Garmerberg	456869	543200	---	R	19246
VG9	Garmerberg	456883	543232	---	R N	19249
VG10	Garmerberg	456689	543321	---	R	19259
VG11	Garmerberg	456683	543318	---	R	19260
VG12	Garmerberg	456915	543163	---	R	19266
VG13	Garmerberg	456938	543164	---	R	19267
VG14	Garmerberg	457005	543084	---	R	19268
VG15	Garmerberg	457005	543089	---	R	19269
VG16	Garmerberg	457035	543027	---	R	19270
VG17	Garmerberg	457010	543006	---	R	19271
VG18	Garmerberg	456930	543150	10.0kg	R	20980
VG19	Garmerberg	456528	543482	10.0kg	R	20983
VG20	Garmerberg	456641	543218	13.5kg	R	20984A
VG21	Garmerberg	456641	543218	10.5kg	R	20984B
VG22	Garmerberg	456594	543100	10.5kg	R	20985A
VG23	Garmerberg	456594	543100	7.5kg	R	20985B
VG24	Garmerberg	456617	543212	5.1kg	R	20436
VR1	Rechertsried	456230	543587	6.8kg	R	21177

Lalling

LG1	Greisinger-	457607	541761	6.0kg	R	20971
LG2	Hochwald	457620	541770	8.5kg	R	20972
LQ1	(Qz-Diorite)	457663	541620	9.0kg	R	20970
LQ2	(Qz-Diorite)	458311	541478	7.0kg	R	20973
LQ3	(Qz-Diorite)	457822	541416	7.0kg	R	20974
LQ4	(Qz-Diorite)	458005	541747	9.0kg	R	20975

ANHANG B

Beschreibung der Probenfundpunkte sowie spezieller Vorgehensweisen der Probengewinnung

(Gesteinsbezeichnungen in diesem Anhang beziehen sich auf die Legende der geologischen Karte von St.Englmar)

1. Probenfundpunkte auf dem Kartenblatt St.Englmar

1.1. Lokalität Boxberg

Es handelt sich bei allen Proben der Lokalität Boxberg um Lesesteine (mit Ausnahme von EB42 und EB49).

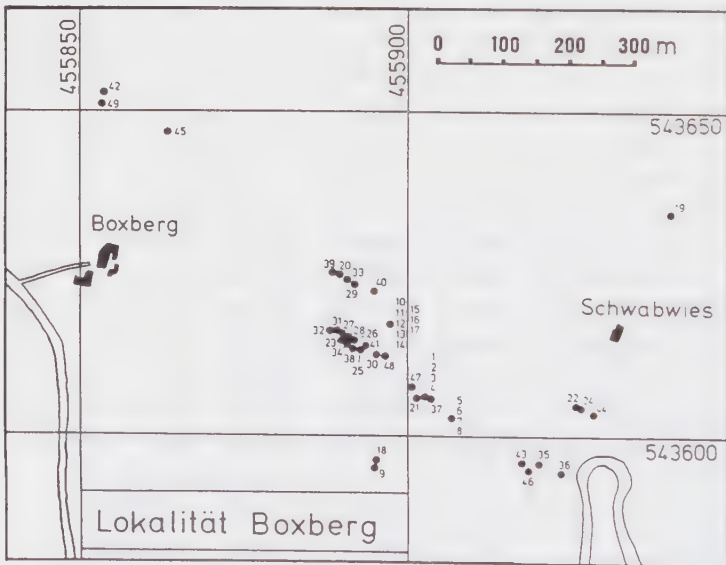


Abb. B1: Ausschnittsskizze des Kartenblattes St.Englmar (zur Lage im Kartenblatt St. Englmar siehe Abb. B9). Dargestellt sind die Orte der Entnahme der Proben EB1 bis EB49. Die Zahlen geben die Ziffern der Probennummer an. Die Probenfundpunkte markieren im wesentlichen alle Bereiche dieses Kartenausschnitts, wo basische oder intermediäre Magmatite vorkommen. Der übrige Bereich ist Paragranodiorit.

Zu den Proben EB1, EB2, EB3, EB4

Diese Proben entstammen einem etwa 1 m großen Block von Paragranodiorit. Er enthält zwei knollenförmige, basische Magmatitkörper. Die größere der beiden Knollen, EB1 ($\varnothing 40$ cm), wurde derart bearbeitet, daß sich eine 2 x 2 cm dicke Säule von Rand zu Rand quer durch den Körper ergab, die dann, zerlegt in 14 Einzelbereiche, aufbereitet wurde.

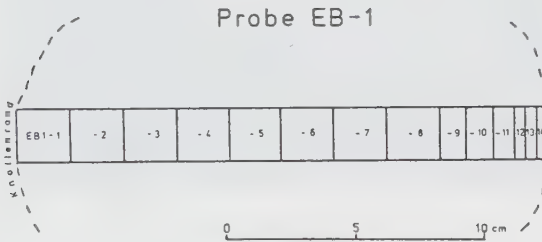


Abb. B2: Darstellung der aus dem Magmatitkörper gesägten Säule und deren Zerlegung in Teilproben.

Die Probenbezeichnung EB1M repräsentiert den Kernbereich der Knolle und wurde als Mittelwert aus den Analysenergebnissen der Proben EB1-4/5/6/7 errechnet. Die Probe EB2 ist einem Bereich des Paragranodiorit entnommen, der repräsentativ für das Nebengestein der beiden Knollen ist. Die Probe EB3 entstammt einem Teil des Kontaktbereichs zur Knolle EB1, der makroskopisch gegenüber EB2 eine Kornvergrößerung zeigt und dessen Struktur "magmatischer" erscheint. Aus der kleineren Knolle, EB4 ($\varnothing 10$ cm), die im Lese-stein deutlich von Knolle EB1 abgesetzt ist, wurde eine 1 cm starke Scheibe ausgesägt, die in 4 Teilproben gegliedert wurde, entsprechend der makroskopisch sichtbaren Zonierung der Knolle. EB4-1: Kernbereich, EB4-2/3: Zwischenzonen, EB4-4: Randbereich.

Zu den Proben EB5, EB6, EB7, EB8

In einer Entfernung von 50 m zu den Proben EB1 bis EB4 liegt ein weiterer Block ähnlicher Dimension mit basischen Magmatit-

knollen, dem die Proben EB5 - 8 entnommen wurden (Abb. B3).



Abb. B3: Gesteinsblock der Proben EB5 bis EB8. Sichtbar ist die typische knollenförmige Ausbildung dieser basischen Magmatitkörper.

Eine Verbindung der Knollen im Inneren des Blocks konnte, soweit wie er zerlegt wurde, nicht festgestellt werden. In Knolle EB5 wurde im Inneren des Körpers ein 10 cm langes Profil gelegt, das ein granitisches Gängchen (2 cm breit) und dessen Auswirkungen auf die Knolle erfaßt (siehe Abb. B4).

Probe EB-5

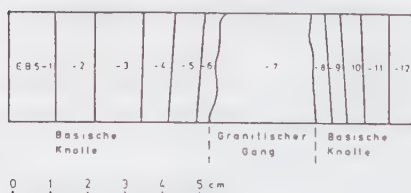


Abb. B4: Darstellung des Profils über ein granitoides Gängchen und die angrenzende basische Knolle.

Die Probe EB6 ist das an Knolle EB7 angrenzende granitoide Nebengestein. Eine Scheibe, senkrecht zum Kontakt geschnitten, wurde in 3 Bereiche untergliedert und getrennt aufbereitet.

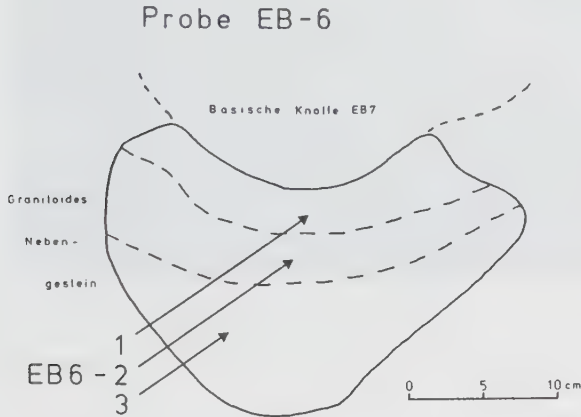


Abb. B5: Darstellung der Unterteilung eines Nebengesteinsbereichs einer basischen Knolle.

Knolle EB7 wurde derart bearbeitet, daß sich eine 2 x 2 cm dicke Säule vom Rand zum Kern des Körpers ergab, wobei EB7-1 die äußerste Randprobe und EB7-15 die innerste Kernprobe bezeichnet. EB7M ist ein Mittelwert, gebildet aus den Proben EB7-10/11/12/13/14/15.

Nach demselben Schema wurde auch die Knolle EB9 behandelt. EB9-1: äußerste Randprobe, EB9-14: innerste Kernprobe. EB9M: Mittelwert aus EB9-12/13/14.

Zu den Proben EB10, EB11, EB12, EB13, EB14, EB15, EB16, EB17

Alle Proben entstammen demselben Gesteinsblock. Es ist dies der einzige, wo mittelkörniges, gabbroides Material im Kontakt zu seinem Nebengestein gefunden werden konnte. Es handelt sich um mehrere kantige Schollen die in einer granitischen Matrix eingebettet sind (Abb. B6).



Abb. B6: Typisches Erscheinungsbild kantiger Gabbroschollen in granitischer Matrix.

Randlich am Block wurde auch Quarzdiorit vorgefunden, der mit dem Granit vielfältig auskeilende, aber scharfe Kontakte bildet. Ein Kontakt Quarzdiorit mit Gabbro konnte nicht beobachtet werden. Die Proben EB10, EB11 und EB12 bilden ein Profil aus dem Kern einer Gabbroscholle über den angrenzenden Granit bis hin zu dem sich am Rand anschließenden Quarzdiorit (siehe Abb. B7). Die Probenbezeichnung EB10M kennzeichnet den Mittelwert aus EB10-1/2/3.

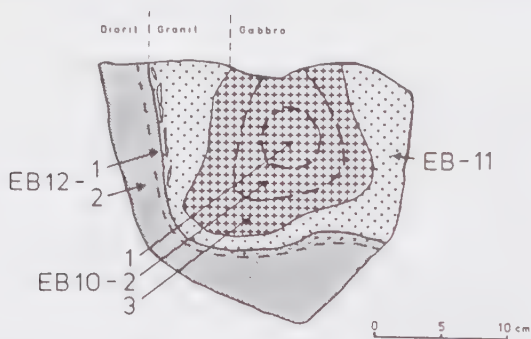


Abb. B7: Darstellung einer in drei Zonen aufbereiteten Gabbroscholle (große Kreuze) umgeben von Granit (kleine Kreuze) und Quarzdiorit (schattiert).

Die Proben **EB13-1**, **EB13-2** und **EB14** sind dem Granit entnommen. Dieser weist (vorwiegend im dm- Bereich) Inhomogenitäten im Mafitanteil auf. **EB13** repräsentiert den dunkleren, mafit-reicheren Typus, **EB14** den helleren und mafitärmeren. Die Unterteilung in **EB13-1** und **EB13-2** ergab sich, da diese Probe während des Aufbereitungsganges (im Stadium von haselnußgroßen Stücken) geteilt wurde, um zu überprüfen, ob die gegebenen Bedingungen (mittelkörniges Gestein, Probenmenge unter 1.0 kg, makroskopisch sichtbare Inhomogenitäten) für eine repräsentative chemische Analyse ausreichend sind.

EB15, **EB16** und **EB17** sind unterschiedlich große gabbroide Schollen, die jeweils komplett erfaßt wurden.

EB15: Scholle mit ca. 10 cm Durchmesser.

EB16: Scholle mit ca. 15 cm Durchmesser.

EB17: Scholle mit ca. 40 cm Durchmesser.

EB18

Vermutlich Teil einer basischen Knolle; ohne Nebengesteinskontakte.

EB19

Diese Probe liegt abseits von den etwa parallel zur varistischen Streichrichtung aufgereihten Probenfundpunkten (siehe Abb. B1) der Lokalität Boxberg. Es handelt sich um einen Block mit ca. 1 m Kantenlänge, der besonders deutlich die allgemein gültigen Merkmale der basischeren Proben im Untersuchungsgebiet zeigt: rauhe Oberfläche, massige, plumpe Wollsackform, und eine, verglichen mit dem Nebengestein, hohe Verwitterungsbeständigkeit.

**Zu den Proben EB20, EB21, EB22, EB23, EB24, EB25, EB26, EB27, EB28
EB29, EB30, EB31, EB32, EB33, EB34**

Diese große Zahl Proben wurde untersucht, um das an der Lokalität Boxberg vorgefundene Spektrum gabbroider Gesteine möglichst lückenlos zu erfassen. Unterschiede zwischen den Proben zeigen sich im Gelände vor allem in der Korngröße (mittel- bis

kleinkörnig), in der Erzführung, im Mafitanteil und im Verwitterungsgrad. Es handelt sich fast ausschließlich um an Feld- und Wiesenrändern zusammengeschobene Blöcke, die keine Nebengesteinskontakte aufweisen. Probe **EB34** ist im dm- Bereich wechselnd gröber- bzw. feinerkörnig. Die beiden Variationen wurden getrennt aufbereitet. **EB34-1** ist das feinere, **EB34-2** das gröbere Material.

Zu den Proben EB35, EB36, EB37, EB38, EB39, EB40, EB41

Proben von intermediärem Typus, mittel- bis kleinkörnig, mit Biotit als Überwiegendem bis ausschließlich mafischen Gemengteil. Auch hier nur isolierte Blöcke ohne Nebengesteinskontakte. Probe **EB38-2** ist ein 2 cm breiter Gang in Probe **EB38-1**, der sich von Probe **EB38-1** nur durch ein deutlich feineres Korn unterscheidet, sich aber mit scharfem Kontakt abgrenzt. **EB38-2** wurde aus den gleichen Überlegungen wie bei Probe **EB13** geteilt (**EB38-2/1** und **EB38-2/2**).

Zu den Proben EB42, EB43, EB44, EB45, EB46

Proben von feinkörnigem, dunklem und plattig verwitterndem Quarzdiorit. Dieses Gestein tritt im Probengebiet Boxberg relativ häufig auf. Es durchsetzt das granitoide Nebengestein gangartig mit Mächtigkeiten im dm- bis m-Bereich. Probe **EB42** wurde als einzige vom Anstehenden entnommen (etwa aus der Mitte eines 10 m breiten Ganges, der nahezu senkrecht einfällt und varistisch streicht).

Zu den Proben EB47, EB48, EB49, EB50

Proben des granitoiden Rahmengesteins der Lokalität Boxberg. Diese Proben stehen in keinem direkten, bzw. erkennbaren Zusammenhang zu basischen oder intermediären Magmatiten.

Zu den Proben EB51, EB52

Eine weitere basische Knolle, **EB52**, konnte ca. 1 km südlich der Lokalität Boxberg beprobt werden. Es wurde ein Profil vom Kern zum Rand gelegt, entsprechend wie bei Probe **EB7**. Abgesehen von

einem Block eines intermediären Magmatits, **EB51**, ist im weiteren Umkreis nur das granitoide Rahmengestein anzutreffen. Auch die Quarzdioritgänge treten hier nicht mehr auf.

1.2. Lokalität Sicklasberg

Mit Ausnahme der Proben ES1 bis ES5 sind alle Proben der Lokalität Sicklasberg Lesesteine.

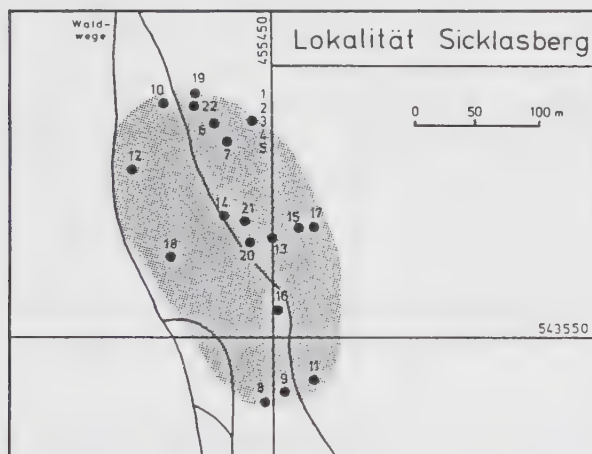


Abb. B8: Ausschnittsskizze des Kartenblattes St.Englmar (zur Lage im Kartenblatt St. Englmar siehe Abb. B9). Dargestellt sind die Orte der Probenentnahme. Die Zahlen geben die Ziffern der Probennummer an. Der schattierte Bereich kennzeichnet den Dioritkörper. Das Nebengestein ist Perlgnais.

Zu den Proben ES1, ES2, ES3, ES4, ES5

Am nordöstlichen Rand des Magmatitkörpers vom Sicklasberg tritt der das Rahmengestein bildende Perlgnais anstehend auf. Begrenzt auf einen Bereich von wenigen Metern sind dort kugelige Dioritkörper im Gneis aufgeschlossen. Die Durchmesser der Dioritknollen reichen von ca. 10 cm bis zu 1 m. Beprobte wurden fünf der kleineren Dioritkörper. Entsprechend wie bei Probe EB1 beschrieben, ist ein Profil durch die Probe ES1 gelegt worden. Bedingt

durch die Aufschlußverhältnisse ließ sich nur ein Profil beprobieren, das sich vom Rand 9 cm weit ins Innere der Knolle erstreckt. Der tatsächliche Durchmesser des Körpers ist unbekannt. Die Probenbezeichnung **ES1MI** (Kern) repräsentiert den Mittelwert aus den chemischen Analysen von ES1-4/8/9, **ES1MA** (Rand) steht für den Mittelwert aus ES1-1/5. Die Proben **ES2** und **ES3** sind vollständig entnommene kugelige Dioritkörper. ES2 ($\varnothing 12$ cm) ist zoniert aufbereitet worden : Kernbereich (**ES2-3**) - Zwischenzone (**ES2-2**) - Randbereich (**ES2-1**). Bei Probe ES3 konnte ein Profil (entsprechend wie bei Probe EB1) von Rand zu Rand durch den Körper gelegt werden. Die Randproben **ES3-1** und **ES3-7** entsprechen je 0.6 cm, die inneren Teilproben jeweils 2 cm des insgesamt 11 cm langen Profils. **ES3MI** (Kern): Mittelwert aus ES3-3/4/5; **ES3MA** (Rand): Mittelwert aus ES3-1/7. Die Proben **ES4** und **ES5** sind im Ganzen aufbereitete Dioritkörper mit je ca. 10 cm Durchmesser.

Zu den Proben ES6, ES7, ES8, ES9, ES10, ES11

Klein- bis feinkörnige Diorite. Dieser Gesteinstypus bildet im Norden, Osten und Süden die Randbereiche des Magmatitvorkommens vom Sicklasberg.

Zu den Proben ES12, ES13, ES14, ES15, ES16, ES17, ES18

Klein- bis mittelkörnige Diorite. Sie bilden die Hauptmasse des Dioritvorkommens. Hervorstechendes Gefügemerkmal ist eine Anordnung der Biotite in bis zu 5 mm großen Butzen.

ES19

Feinkörniger Diorittyp (wie ES6 bis ES11), mit Kontakt zum Nebengestein.

ES20, ES21

Die Proben gehören zur Gruppe von ES12 bis ES18.

ES22

Linsenförmiger Dioriteinschluß ($\varnothing 10$ cm) im Perlgneislesestein.

1.3 Gebiet Rattenberg

Die nicht zu den Lokalitäten Sicklasberg und Boxberg gehörenden Probenentnahmestellen auf dem Kartenblatt St.Englmar werden hier unter der Bezeichnung "Gebiet Rattenberg" zusammengefaßt. Östlich der Probe "EP6" (siehe Abb. B9) sind es im wesentlichen intermediäre Magmatitproben, westlich davon Gneis- und Granitproben.

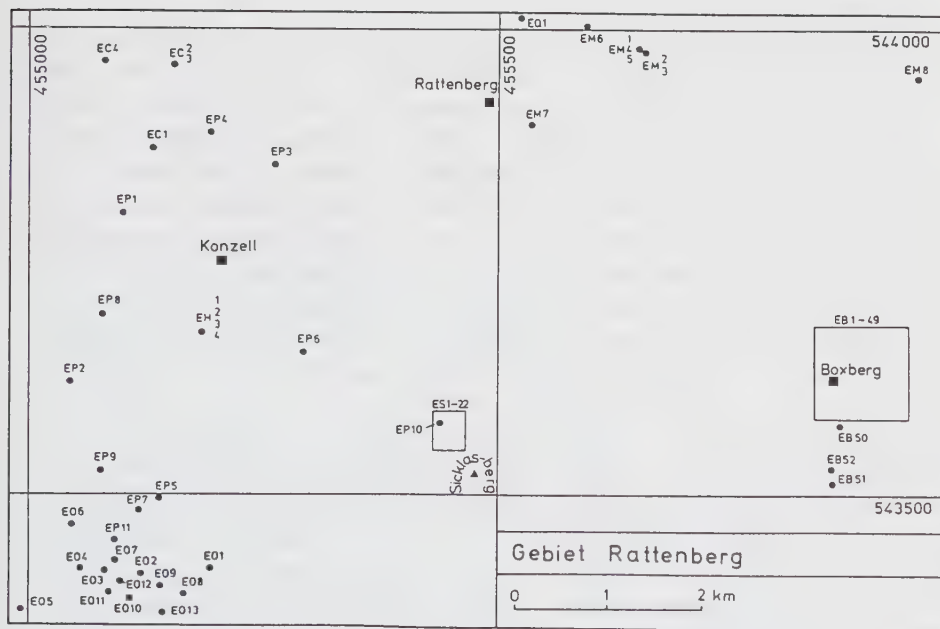


Abb. B9: Ausschnittsskizze des Kartenblattes St.Englmar.

Die eingezeichneten Rechtecke zeigen die Begrenzung der Ausschnittsskizzen für die Lokalitäten Sicklasberg (Abb. B8) und Boxberg (Abb. B1). Dargestellt sind die Orte der Probenentnahme mit den dazugehörigen Probennummern. Zur Geologie dieses Ausschnitts siehe Abb. 2 in Kapitel 2.

Zu den Proben EH1, EH2, EH3, EH4

Nach einem nahegelegenen Hügel als "Hohe Leiten" bezeichnetes Dioritvorkommen mit einer Ausdehnung von ca. 50 x 50 m. Ausschließlich Lesesteine (ohne Kontakte) eines feinkörnigen, dunklen Diorittyps. Die 4 Proben sind sich makroskopisch relativ ähnlich. Bei Probe **EH1** ließ sich andeutungsweise eine (biotitreichere) "Randfazies" an einer Seite des Lesesteins beobachten. Ein kleines Profil (Säule 2 x 2 cm) 3 cm vom Rand der Probe senkrecht ins Innere sollte weitere Informationen liefern (Rand: EH1-1, bis EH1-4).

Zu den Proben EM1, EM2, EM3, EM4, EM5, EM6, EM7, EM8

Die 4 Lokalitäten der Proben "EM" sind in der geologischen Karte von Blatt St.Englmar als nahezu punktuelle Metabasitvorkommen dargestellt. Die Proben **EM1 bis EM5** verteilen sich am "Grünbühel" entgegen der Kartendarstellung auf einer wesentlich größeren Fläche von ca. 200 x 300 m. Das aus verschiedenen Diorittypen gebildete Vorkommen ist aber nur sehr unzureichend durch Lesesteine aufgeschlossen. Im Nordwesten der Lokalität herrscht ein dichter, feinkörniger Diorit vor, repräsentiert durch die Proben **EM1, EM4** und **EM5**. Bei Probe **EM1** handelt es sich um einen tiefgründig und schalig verwitterten, kugeligen Dioritkörper. Ein 6 cm langes Profil, senkrecht vom Rand in den Körper, wurde in 5 Bereiche unterteilt, um so den Einfluß der Verwitterung auf Mineralbestand und Elementverteilung bei kugeligen intermediären Magmatitkörpern abschätzen zu können. Die Proben **EM2** und **EM3** sind im südöstlichen Randbereich der Lokalität Grünbühel beprobt worden. Die Diorite erscheinen hier weniger dicht und mit höheren Anteilen leukokrater Gemengteile, wobei **EM2** einen mafitreicheren, **EM3** einen mafitärmeren Typ darstellt. Die übrigen 3 Metabasitvorkommen bestehen, wie in der geologischen Karte dargestellt, aus nur wenigen Lesesteinen. Je eine Probe wurde von den Lokalitäten "Altwies" (**EM6**), "Liebenberg" (**EM7**) und "Poppenberg" (**EM8**) entnommen. Es sind mittelkörnige, z.T. mechanisch stark beanspruchte, intermediäre Magmatite.

EQ1

Quarzdiorit-Probe am Rande des Steinbruchs Rattenberg (Lesestein).

Zu den Proben EC1, EC2, EC3, EC4 und

EP1, EP2, EP3, EP4, EP5, EP6, EP7, EP8, EP9, EP10, EP11 und

EO1, EO2, EO3, EO4, EO5, EO6, EO7, EO8, EO9, EO10, EO11, EO12,
EO13

Diese Proben sind mit Ausnahme der Probe EP10 eine Auswahl aus dem Material zur Dissertation von SCHULZ (1982). Die chemischen Elemente wurden neu analysiert (mit einigen Erweiterungen gegenüber der Arbeit von SCHULZ) um in Bezug auf eigene Proben systematische Analysenfehler zu vermeiden. Die Bezeichnung "EC" steht für grobkörnige Cordierit-Sillimanit-Gneise (nach Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt St.Englmar), "EP" für Perlgneise (wobei die Probe EP10 am Rand des Magmatitkörpers vom Sicklasberg entnommen wurde) und "EO" für ein granitoides Gestein ("ödwieser Granit"), das Ähnlichkeiten zum Nebengestein der Lokalität Boxberg zeigt.

2. Probenfundpunkte auf dem Kartenblatt Viechtach

2.1. Gebiet Garmerberg

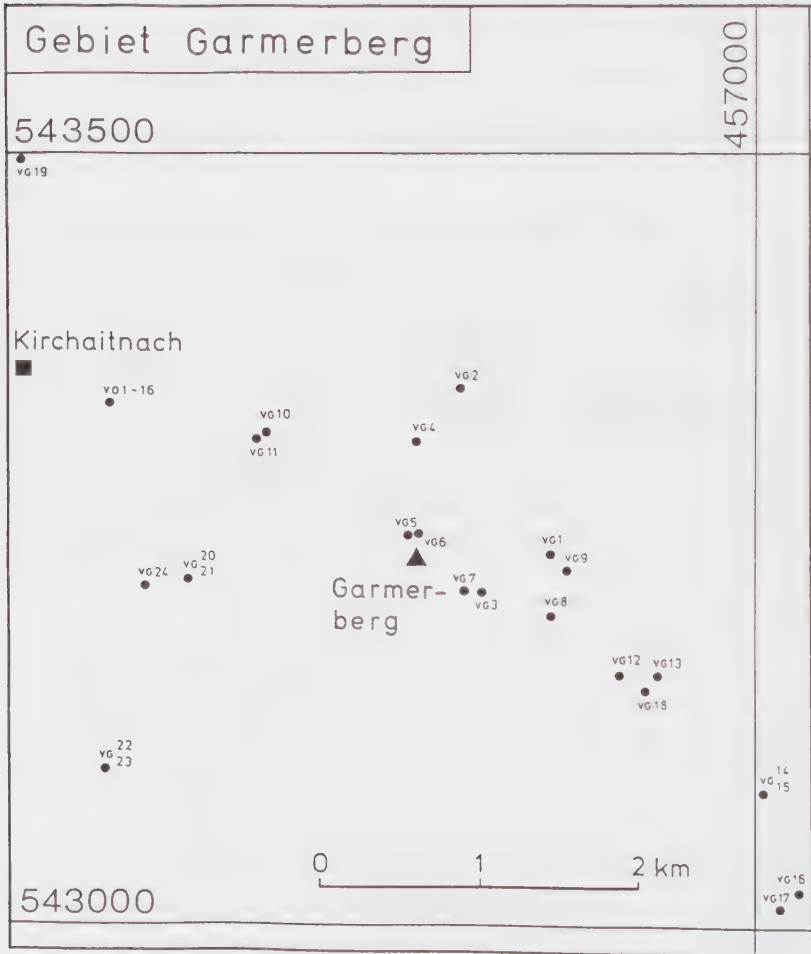


Abb. B10: Ausschnittsskizze des Kartenblattes Viechtach.

Dargestellt sind die Orte der Probenentnahme mit den dazugehörigen Probennummern. Zur Geologie dieses Ausschnitts siehe Abb. 2 in Kapitel 2.

Mit Ausnahme der Proben der Lokalität Ochsenberg und der Probe VR1 wurden alle Probenfundpunkte des Kartenblattes Viechtach unter der Bezeichnung "VG" (Garmerberg) zusammengefaßt.

**Zu den Proben VO1, VO2, VO3, VO4, VO5, VO6, VO7, VO8, VO9, VO10,
VO11, VO12, VO13, VO14, VO15, VO16**

Die Lokalität Ochsenberg ist ein auf ca. 200 x 300 m begrenzter Bereich am Hang eines bewaldeten Hügels, wo verschiedene Diorittypen, meist zusammengeschoben zu Blockreihen, auftreten. Variationsbreiten der Diorite zeigen sich im Gelände vor allem in der Korngröße, im Mafitanteil sowie im Grad der Schieferung (von unregelmäßigem Gefüge bis zu straffer Paralleltextur). Eine systematische Beprobung war, bedingt durch die Aufschlußverhältnisse, nicht möglich. Der überwiegende Teil der Proben diente zur Erfassung des gegebenen Spektrums intermediärer Magmatite. Das Rahmengestein der Lokalität ist granitoid (im Osten und Süden Paragranodiorit, vgl. OTT, 1979), wobei das im Norden angrenzende Gestein durch cm-große Alkalifeldspäte geprägt ist (Kristallgranit). Eine Ausnahme bilden die Proben **VO2, VO3** und **VO4**, die vom Anstehenden an einem Kontakt Diorit - Kristallgranit entnommen wurden. Die Probe **VO2** liegt direkt am Kontakt, **VO4** ist ca. 10 cm und **VO3** ca. 30 cm senkrecht vom Kontakt entfernt genommen worden.

**Zu den Proben VG1, VG2, VG3, VG4, VG5, VG6, VG7, VG8, VG9, VG10,
VG11, VG12, VG13, VG14, VG15, VG16, VG17**

Diese Proben sind dem Material zur Diplomarbeit W.WÜNSCH (1982) entnommen. Die chemischen Elemente wurden neu analysiert (mehr Elemente, Vermeidung systematischer Fehler). W.WÜNSCH beprobte einen ca 1,3 x 7 km großen, pfahlparallelen, linsenförmigen Magmatitkörper. In der geologischen Karte Blatt Viechtach ist der Körper einheitlich als Quarz-Glimmer-Diorit auskartiert. Aus der Arbeit wurden die fein- bis mittelkörnigen, mafitreichen Proben ausgewählt.

Zu den Proben VG18, VG19, VG20, VG21, VG22, VG23, VG24

Hierbei handelt es sich um 5 kleinere Vorkommen intermediärer Magmatite. Es wurden je eine oder, wenn deutlich voneinander abgrenzbare Diorittypen auftraten, 2 Proben entnommen. Probe **VG18** ist räumlich dem von WÜNSCH bearbeiteten Körper zuzuordnen. Die Vorkommen untereinander zeigen wenig Ähnlichkeiten.

VR1

Einzelner Lesestein eines feinkörnigen Diorits am Westrand des Kartenblattes Viechtach, nahe der Ortschaft Rechertsried.

3. Probenfundpunkte auf dem Kartenblatt Lalling

Die sechs Proben von Blatt Lalling stellen eine Ergänzung für die Erfassung der Variationsbreiten intermediärer Magmatite dar. Hier handelt es sich zum Einen um ein Vorkommen mit Ähnlichkeiten zur Lokalität Sicklasberg, zum Anderen um Quarzdiorit. Zur Lage der Probenfundpunkte siehe R-H-Werte im Anhang A.

Zu den Proben LG1, LG2

Nördlich der Ortschaft Greising ist in der geologischen Karte ein ca. 100 x 300 m großer linsenförmiger Bereich als Redwitzit ausgehalten. Nach DÜRR (1958) und eigenen Beobachtungen tritt dieses Gestein nirgends anstehend auf. Probe **LG1** ist eine feinkörnige Varietät (beprobte im Randbereich des Körpers). Probe **LG2** ist gröberkörnig und repräsentiert den vorherrschenden Diorittypus dieses Vorkommens.

Zu den Proben LQ1, LQ2, LQ3, LQ4

Quarzsdioritproben aus kleineren Vorkommen, z.T. vom Anstehenden entnommen.

ANHANG C

Liste der chemischen Analysen aller Gesamtgesteinsproben

Im folgenden sind alle chemisch analysierten Gesteinsproben (auch die der Kleinbereichsprofile) geordnet nach den Buchstabenkombinationen der Probenbezeichnungen in der Reihenfolge wie im Anhang A aufgelistet. Hauptelemente sind in Gew.-%, Spurenelemente in ppm angegeben. Zusätzlich sind für jede Probe deren CIPW-Normberechnung und der Differentiationsindex, sowie die Verhältnisse $Mg/(Mg+Fe)$, K/Rb , Rb/Sr , La_N/Yb_N und Eu/Eu^* aufgelistet.

Die Elemente Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Co, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Ba wurden durch ein wellenlängen-dispersives, halbautomatisches RFA-Spektrometer (Philips PW 1410) mit angeschlossenem Computerteil bestimmt. Gemessen wurden Glas-tabletten, die aus einer Mischung von Lithiumtetra- und metaborat (2 : 1) und Gesteinspulver im Verhältnis von 4 : 1 hergestellt worden sind. Zur Eichung fanden mehr als 20 internationale Standards Verwendung. Um matrixbedingte Einflüsse zu mindern, wurden nach der Messung die normierten Nettoimpulse mit Hilfe eines Matrixkorrekturprogramms verrechnet. Zur Festlegung der Nachweisgrenze jedes analysierten Elements sind Mehrfachmessungen der Untergrundimpulse an einer Probe mit mittleren Gehalten (bezogen auf das Gehaltsspektrum dieser Arbeit) vorgenommen worden. Deren Varianz wurde als Grenze für signifikante Impulszahlen angesehen. Daraus ergeben sich folgende Nachweisgrenzen (in ppm):

SiO ₂ : 121	TiO ₂ : 61	Al ₂ O ₃ : 106	Fe ₂ O ₃ : 62
MnO: 25	MgO: 423	CaO: 25	Na ₂ O: 1316
K ₂ O: 23	P ₂ O ₅ : 1000	Cr: 10	Co: 15
Ni: 20	Zn: 15	Rb: 10	Sr: 25
Y: 10	Zr: 15	Nb: 20	Ba: 60

Die Reproduzierbarkeit der Messungen konnte anhand der Kleinbereichsuntersuchungen als sicher ausreichend eingestuft werden. Bei Mehrfachbestimmungen (dreifach bis zu zehnfach) lagen die maxima-

len Abweichungen immer unter 20%, für den Großteil der Elemente lagen sie unter 10%. Die Genauigkeit der Messungen wurde periodisch (alle 10 bis 20 Messungen) anhand von Standards überprüft. Jeweils drei Proben wurden auf eine gleichzeitig gemessene Referenzprobe bezogen.

Die Elemente La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Sc, Cs, Hf, Ta, Th und U wurden mit Hilfe der Instrumentellen Neutronenaktivierungsanalyse bestimmt. Vorgehensweise, Meßtechnik und Analysengenauigkeit werden in der Promotionsarbeit von W. WÜNSCH eingehend behandelt (in Vorbereitung). Durch Mehrfach-Untergrundmessungen (an einem basaltischen Gestein) konnten folgende Nachweisgrenzen festgelegt werden (in ppm):

La: 0.2	Ce: 0.5	Nd: 5.0	Sm: 0.05	Eu: 0.02
Tb: 0.1	Yb: 0.2	Lu: 0.02	Sc: 0.02	Cs: 0.2
Hf: 0.1	Ta: 0.1	Th: 0.1	U : 1.0	

Die Bestimmung von Fe^{2+} wurde potentiometrisch nach $\text{HF}/\text{H}_2\text{SO}_4$ -Aufschluß unter CO_2 -Atmosphäre durchgeführt. Fe^{2+} wurde an 40 ausgewählten Proben gemessen. Für die übrigen Proben ist der FeO -Gehalt aus den $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnissen geochemisch ähnlicher Proben errechnet. Diese Werte sind in den folgenden Tabellen durch einen Punkt gekennzeichnet.

PROBE	EB1-1	EB1-2	EB1-3	EB1-4	EB1-5	EB1-6	EB1-7	EB1-8
SI02	51.9	51.1	51.3	52.4	51.7	52.1	51.7	52.9
TIO2	2.01	2.04	2.03	2.06	2.11	2.04	2.06	1.97
AL2O3	16.9	16.8	16.5	17.0	16.7	17.1	16.5	17.1
FE2O3	1.43	1.34	1.37	1.35	1.39	1.29	1.38	1.29
FeO	8.73*	8.19*	8.36*	8.22*	8.49*	7.89*	8.44*	7.85*
MNO	.17	.16	.16	.16	.16	.15	.16	.15
MGO	5.66	6.13	6.27	6.15	6.32	5.78	6.25	5.69
CAO	6.12	7.55	7.46	7.60	7.64	7.52	7.45	7.27
NA2O	1.95	2.53	2.53	2.30	2.31	2.48	2.37	2.76
K2O	3.03	.93	.79	.80	.78	.79	.85	.93
P2O5	.69	.70	.71	.71	.72	.70	.70	.68
SUMME	98.59	97.47	97.48	98.75	98.32	97.84	97.66	98.59
SC	---	---	---	---	---	---	29.3	27.2
CR	91	102	113	90	103	108	101	84
CO	52	67	64	61	59	51	56	56
NI	66	81	88	77	83	79	83	81
ZN	125	75	75	73	87	78	87	96
RB	122	41	50	51	51	50	48	45
SR	372	493	475	500	500	511	491	486
Y	40	29	28	28	32	31	30	25
ZR	333	355	342	354	363	348	341	302
NB	29	32	30	29	28	31	31	30
CS	---	---	---	---	---	---	2.29	2.55
BA	713	857	898	903	832	813	849	798
HF	---	---	---	---	---	---	10.95	9.99
TA	---	---	---	---	---	---	2.18	2.21
TH	---	---	---	---	---	---	4.37	7.66
U	---	---	---	---	---	---	<1.00	<1.00
LA	---	---	---	---	---	---	45.0	44.1
CE	---	---	---	---	---	---	88.5	83.9
ND	---	---	---	---	---	---	38.0	36.2
SM	---	---	---	---	---	---	7.60	7.62
EU	---	---	---	---	---	---	2.09	1.96
TB	---	---	---	---	---	---	1.45	1.26
YB	---	---	---	---	---	---	2.87	3.11
LU	---	---	---	---	---	---	.44	.46
MG/(MG+FE)	.36	.39	.40	.39	.39	.39	.39	.39
K/RB($\times 10^{-3}$)	.21	.19	.13	.13	.13	.13	.15	.17
RB/SR	.33	.08	.11	.10	.10	.10	.10	.09
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	10.48	9.48
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	.78	.77
CIPW-NORM								
AB	16.74	21.96	21.96	19.71	19.88	21.45	20.49	23.69
OR	18.16	5.64	4.79	4.79	4.69	4.77	5.13	5.57
AN	26.22	32.56	32.14	33.48	33.46	33.46	32.57	31.97
Q	4.02	4.91	5.51	7.65	6.57	7.35	6.48	6.54
DI	---	.96	.87	---	.25	---	.43	.08
HY	26.31	26.34	27.05	26.52	27.33	25.27	27.20	24.86
HY-EN	14.30	15.39	15.77	15.51	15.94	14.71	15.78	14.35
HY-FS	12.02	10.95	11.28	11.01	11.40	10.56	11.41	10.51
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	2.10	1.99	2.04	1.98	2.05	1.91	2.04	1.90
IL	3.87	3.97	3.96	3.96	4.08	3.96	4.00	3.79
AP	1.66	1.70	1.73	1.70	1.73	1.69	1.69	1.63
C	.95	---	---	.24	---	.17	---	---
DI	38.92	32.51	32.26	32.15	31.14	33.57	32.11	35.80

PROBE	EB1-9	EB1-10	EB1-11	EB1-12	EB1-13	EB1-14	EB2	EB3
SI02	53.4	53.9	52.2	52.7	51.0	50.0	63.1	66.3
TI02	1.95	1.98	2.08	2.11	2.09	2.17	1.11	.49
AL203	16.7	16.6	16.4	16.8	16.1	16.3	16.3	15.8
FE203	1.32	1.29	1.46	1.78	2.53	3.14	1.31	.69
FEO	8.05*	8.07	8.93	9.07	9.23	9.30	4.05	2.14*
MNO	.15	.16	.16	.16	.17	.14	.06	.03
MGO	6.08	5.74	5.68	5.27	5.49	5.72	2.05	1.14
CAO	7.07	6.88	6.46	5.85	5.13	4.06	2.84	3.22
NA2O	2.69	3.00	3.22	3.19	3.00	2.40	3.49	3.83
K2O	.77	.73	1.05	1.72	2.81	4.15	4.06	4.20
P2O5	.67	.68	.70	.72	.73	.74	.44	.96
SUMME	98.85	99.03	98.34	99.37	98.28	98.12	98.81	98.80
SC	---	27.1	---	---	28.0	---	---	---
CR	87	92	98	93	99	110	45	16
CO	89	105	76	68	63	62	33	38
NI	81	74	56	42	49	56	24	<20
ZN	31	<15	93	132	167	196	48	<15
RB	30	28	36	67	119	193	149	115
SR	467	450	405	363	326	269	321	339
Y	28	24	27	35	45	57	39	42
ZR	334	329	285	245	268	300	529	250
NB	29	26	32	33	36	43	20	13
CS	---	2.24	---	---	3.50	---	---	---
BA	781	569	547	437	583	805	1251	1284
HF	---	10.32	---	---	10.25	---	---	---
TA	---	2.12	---	---	1.93	---	---	---
TH	---	4.24	---	---	3.73	---	---	---
U	---	<1.00	---	---	<1.00	---	---	---
LA	---	43.9	---	---	39.5	---	---	---
CE	---	81.9	---	---	80.5	---	---	---
ND	---	36.2	---	---	35.3	---	---	---
SM	---	7.52	---	---	7.39	---	---	---
EU	---	1.85	---	---	1.66	---	---	---
TB	---	1.17	---	---	1.05	---	---	---
YB	---	3.40	---	---	4.00	---	---	---
LU	---	.55	---	---	.66	---	---	---
MG/(MG+FE)	.40	.38	.36	.33	.32	.32	.28	.29
K/RB(•10 ⁻³)	.21	.22	.24	.21	.20	.18	.23	.30
RB/SR	.06	.06	.09	.18	.37	.72	.46	.34
LA _N /YB _N	---	8.63	---	---	6.60	---	---	---
EU/EU*	---	.75	---	---	.71	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	23.03	25.63	27.71	27.16	25.83	20.70	29.89	32.80
OR	4.60	4.36	6.31	10.23	16.90	24.99	24.28	25.12
AN	31.05	29.96	27.65	24.47	21.04	15.60	11.35	9.82
Q	7.68	7.44	3.75	3.76	.35	---	17.46	21.13
DI	---	.01	.23	---	---	---	---	---
HY	26.19	25.32	26.53	25.28	25.84	25.66	9.86	5.51
HY-EN	15.32	14.43	14.32	13.21	13.91	14.39	5.17	2.87
HY-FS	10.88	10.88	12.21	12.07	11.93	11.27	4.69	2.64
OL	---	---	---	---	---	.17	---	---
MT	1.94	1.89	2.15	2.60	3.73	4.64	1.92	1.01
IL	3.75	3.80	4.02	4.03	4.04	4.20	2.13	.94
AP	1.61	1.63	1.69	1.72	1.76	1.79	1.05	2.30
C	.19	---	---	.78	.55	2.29	2.08	1.41
DI	35.31	37.43	37.77	41.16	43.07	45.69	71.63	79.05

PROBE	EB4-1	EB4-2	EB4-3	EB4-4	EB5-1	EB5-2	EB5-3	EB5-4
SiO2	53.0	51.8	52.0	52.0	51.0	51.2	51.4	51.0
TiO2	2.10	2.14	2.08	2.05	2.25	2.23	2.30	2.18
Al2O3	16.8	16.7	16.8	16.5	17.1	17.2	17.4	17.1
Fe2O3	1.63	1.42	1.44	2.61	1.47	1.39	1.50	1.42
FeO	8.29	8.71	9.11	9.31	8.95*	8.46*	9.12*	8.64*
MnO	.16	.17	.18	.17	.17	.16	.17	.16
MgO	6.28	6.16	5.54	5.50	6.37	5.96	6.07	6.09
CaO	7.27	7.16	6.07	4.51	7.95	7.98	8.05	7.81
Na2O	2.66	2.86	3.04	2.67	2.23	2.42	2.48	2.53
K2O	.64	.69	1.40	3.23	.64	.60	.71	.73
P2O5	.72	.72	.70	.73	.57	.57	.57	.56
SUMME	99.55	98.53	98.36	99.28	98.70	98.17	99.77	98.22
SC	25.5	---	---	29.8	---	---	29.0	---
CR	97	104	114	92	115	124	93	113
CO	78	55	52	60	80	72	81	66
NI	105	82	58	64	86	80	78	73
ZN	66	92	132	182	76	75	58	90
RB	23	23	54	161	32	29	31	23
SR	448	441	362	273	519	524	546	499
Y	26	26	32	48	25	24	25	24
ZR	357	359	334	313	381	369	434	370
NB	32	29	33	37	34	36	40	39
CS	3.35	---	---	3.27	---	---	.66	---
BA	664	583	467	659	845	806	819	583
HF	3.65	---	---	9.83	---	---	8.61	---
TA	.69	---	---	2.30	---	---	2.20	---
TH	4.31	---	---	4.68	---	---	2.36	---
U	<1.00	---	---	4.90	---	---	<1.00	---
LA	46.0	---	---	34.6	---	---	47.2	---
CE	100.0	---	---	78.8	---	---	91.3	---
ND	52.0	---	---	44.6	---	---	44.2	---
SM	11.65	---	---	9.96	---	---	9.10	---
EU	1.65	---	---	1.34	---	---	2.18	---
TB	1.47	---	---	1.20	---	---	1.37	---
YB	3.52	---	---	3.07	---	---	3.27	---
LU	.54	---	---	.52	---	---	.48	---
Mg/(Mg+Fe)	.39	.38	.35	.32	.38	.38	.37	.38
K/RB ($\times 10^{-3}$)	.23	.25	.22	.17	.17	.17	.19	.26
RB/SR	.05	.05	.15	.59	.06	.06	.06	.05
LA _N /YB _N	8.74	---	---	7.54	---	---	9.65	---
EU/EU*	.46	---	---	.45	---	---	.74	---
CIPW-NORM								
AB	22.61	24.56	26.15	22.76	19.12	20.86	21.03	21.80
OR	3.80	4.14	8.41	19.23	3.83	3.61	4.21	4.39
AN	31.50	31.15	25.97	17.73	35.22	34.94	34.33	33.75
Q	7.33	4.85	4.07	2.92	5.55	5.89	4.53	4.57
DI	---	.10	---	---	.79	1.31	1.62	1.62
HY	26.47	27.30	26.67	25.75	27.66	25.69	26.41	26.24
HY-EN	15.71	15.54	14.03	13.80	15.85	14.75	14.71	14.99
HY-FS	10.75	11.75	12.65	11.96	11.81	10.93	11.70	11.26
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	2.37	2.09	2.12	3.81	2.16	2.05	2.18	2.10
IL	4.01	4.12	4.02	3.92	4.33	4.31	4.38	4.22
AP	1.71	1.73	1.69	1.74	1.37	1.38	1.35	1.35
C	.24	---	.94	2.18	---	---	---	---
DI	33.74	33.54	38.64	44.90	28.50	30.36	29.77	30.76

PROBE	EB5-5	EB5-6	EB5-7	EB5-8	EB5-9	EB5-10	EB5-11	EB5-12
SI02	52.3	50.8	74.0	51.8	52.8	51.3	51.4	51.8
TI02	2.08	2.08	.19	2.13	2.32	2.25	2.09	2.13
AL203	17.1	16.7	13.3	16.3	16.4	16.4	17.0	17.0
FE203	1.45	1.53	.14	1.54	1.46	1.51	1.40	1.41
FeO	8.86*	9.31*	.88*	9.42*	8.88*	9.19*	8.52*	8.57*
MNO	.18	.19	<0.01	.12	.18	.18	.17	.17
MGO	6.44	5.74	.49	5.38	5.23	6.31	6.00	6.13
CAO	5.62	5.40	2.43	4.24	6.05	7.05	7.51	7.63
NA2O	2.53	2.33	3.54	2.27	2.77	2.79	2.94	2.55
K2O	1.45	3.06	3.77	3.90	1.98	1.14	.82	.76
P2O5	.56	.55	.47	.60	.64	.55	.53	.56
SUMME	98.57	97.69	99.22	97.70	98.71	98.67	98.38	98.71
SC	---	27.4	2.1	---	---	---	---	---
CR	100	113	<10	98	87	113	120	103
CO	72	67	53	83	70	71	77	81
NI	69	54	<20	55	57	70	77	80
ZN	90	131	<15	158	123	102	89	56
RB	44	131	83	195	79	33	25	24
SR	417	336	371	265	369	452	495	493
Y	28	41	37	54	33	27	21	27
ZR	351	328	108	230	105	171	326	365
NB	38	34	<10	38	36	35	37	36
CS	---	1.74	.77	---	---	---	---	---
BA	455	589	2094	755	432	429	524	651
HF	---	6.99	3.09	---	---	---	---	---
TA	---	1.95	1.69	---	---	---	---	---
TH	---	7.24	6.22	---	---	---	---	---
U	---	<1.00	<1.00	---	---	---	---	---
LA	---	43.6	38.9	---	---	---	---	---
CE	---	88.2	79.7	---	---	---	---	---
ND	---	46.5	41.0	---	---	---	---	---
SM	---	10.09	10.05	---	---	---	---	---
EU	---	1.81	2.07	---	---	---	---	---
TB	---	1.75	1.24	---	---	---	---	---
YB	---	3.62	2.93	---	---	---	---	---
LU	---	.55	.34	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.39	.35	.33	.33	.34	.37	.38	.38
K/RB ($\times 10^{-3}$)	.27	.19	.38	.17	.21	.29	.27	.26
RB/SR	.11	.39	.22	.74	.21	.07	.05	.05
LA _N /YB _N	---	8.05	8.88	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	.47	.68	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	21.72	20.18	30.19	19.66	23.75	23.93	25.29	21.86
OR	8.69	18.51	22.45	23.59	11.85	6.83	4.93	4.55
AN	24.57	23.74	9.06	17.52	26.17	29.25	31.27	33.12
Q	6.62	1.18	34.09	2.52	4.94	2.75	3.15	5.37
DI	---	---	---	---	---	2.10	2.52	1.24
HY	28.42	27.69	2.44	26.75	24.95	27.31	25.49	26.38
HY-EN	16.27	14.63	1.23	13.71	13.20	15.35	14.49	15.12
HY-FS	12.15	13.05	1.21	13.03	11.76	11.96	11.01	11.26
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	2.13	2.27	.20	2.29	2.14	2.22	2.06	2.07
IL	4.01	4.04	.36	4.14	4.46	4.33	4.03	4.10
AP	1.35	1.33	1.12	1.45	1.54	1.32	1.28	1.34
C	2.53	1.08	.10	2.12	.24	---	---	---
DI	37.03	39.87	86.73	45.77	40.53	33.51	33.37	31.78

PROBE	EB6-1/1	EB6-1/2	EB6-2/1	EB6-2/2	EB6-3/1	EB6-3/2	EB7-1	EB7-2
SIO2	63.7	63.9	63.8	63.8	63.0	63.7	52.5	52.4
TIO2	.85	.81	.99	1.00	1.29	1.26	2.12	2.00
AL2O3	16.9	16.3	16.2	16.0	16.1	16.1	16.7	16.8
FE2O3	.47	.51	.48	.63	.74	.78	1.48	1.41
FeO	3.11	3.08*	3.95	3.82*	4.76	4.73*	9.02*	8.63*
MNO	.05	.05	.05	.06	.06	.06	.14	.16
MGO	1.66	1.48	1.89	1.79	2.57	2.42	5.24	5.23
CAO	2.68	2.44	2.84	2.93	3.56	3.46	4.74	5.79
NA2O	2.66	2.83	2.93	3.14	2.84	3.20	1.39	1.59
K2O	5.89	5.97	4.54	4.35	3.05	2.96	3.87	3.18
P2O5	.38	.35	.18	.26	.22	.17	.55	.53
SUMME	98.35	97.72	97.85	97.78	98.19	98.84	97.75	97.72
SC	---	9.8	---	12.5	---	14.7	28.8	---
CR	<10	<10	24	23	58	44	91	97
CO	53	49	55	52	73	69	116	114
NI	26	26	<20	21	24	<20	41	37
ZN	25	51	50	45	55	61	120	106
RB	151	154	152	140	143	142	148	104
SR	433	413	379	379	348	337	334	380
Y	55	51	48	44	50	43	35	34
ZR	479	485	539	606	602	609	320	278
NB	18	17	16	16	25	25	40	37
CS	---	1.40	---	1.76	---	2.05	1.98	---
BA	3158	2906	2058	1980	1091	1060	708	594
HF	---	12.98	---	16.17	---	15.48	8.10	---
TA	---	1.69	---	1.72	---	1.87	2.18	---
TH	---	35.88	---	47.98	---	46.04	2.32	---
U	---	5.53	---	2.69	---	3.67	<1.00	---
LA	---	130.5	---	178.4	---	176.5	46.6	---
CE	---	230.3	---	313.0	---	308.5	96.2	---
ND	---	99.2	---	123.1	---	127.1	50.4	---
SM	---	18.98	---	22.05	---	22.04	13.38	---
EU	---	2.56	---	2.36	---	2.08	1.87	---
TB	---	1.75	---	2.25	---	2.17	2.22	---
YB	---	3.41	---	3.27	---	3.12	4.53	---
LU	---	.44	---	.38	---	.34	.60	---
MG/(MG+FE)	.32	.29	.30	.29	.32	.31	.34	.35
K/RB($\times 10^{-3}$)	.32	.32	.25	.26	.18	.17	.22	.25
RB/SR	.35	.37	.40	.37	.41	.42	.44	.27
LA _N /YB _N	---	25.59	---	36.48	---	37.83	6.88	---
EU/EU*	---	.49	---	.38	---	.34	.42	---
CIPW-NORM								
AB	22.89	24.51	25.34	27.17	24.47	27.40	12.03	13.77
OR	35.39	36.10	27.42	26.29	18.36	17.70	23.40	19.23
AN	10.99	10.05	13.20	13.13	16.52	16.24	20.38	25.85
Q	17.00	16.71	18.98	18.84	21.58	20.69	7.86	7.12
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	8.28	7.86	10.24	9.63	12.74	12.24	25.73	25.28
HY-EN	4.20	3.77	4.81	4.56	6.52	6.10	13.35	13.33
HY-FS	4.08	4.08	5.43	5.07	6.22	6.14	12.38	11.95
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	.69	.76	.71	.93	1.09	1.14	2.20	2.09
IL	1.64	1.57	1.92	1.94	2.50	2.42	4.12	3.89
AP	.92	.85	.44	.63	.53	.41	1.33	1.28
C	2.22	1.62	1.77	1.45	2.22	1.77	2.99	1.52
DI	75.27	77.32	71.73	72.30	64.41	65.78	43.28	40.12

PROBE	EB7-3	EB7-4	EB7-5	EB7-6	EB7-7	EB7-8	EB7-9	EB7-10
SI02	52.9	53.5	53.6	53.7	53.9	54.8	54.1	54.2
TI02	1.98	2.01	2.05	2.06	2.06	2.04	2.05	1.99
AL203	16.6	16.7	16.8	16.6	16.9	16.8	16.8	16.9
FE203	1.39	1.32	1.31	1.30	1.25	1.26	1.28	1.30
FeO	8.47*	8.08*	8.00*	7.92*	7.64*	7.66*	7.80*	7.87*
MNO	.16	.14	.14	.14	.15	.15	.15	.16
MGO	5.23	5.11	5.16	5.12	5.24	5.26	5.28	5.40
CAO	6.20	6.23	6.19	6.47	6.72	6.75	6.77	6.83
NA2O	1.52	1.92	2.17	2.31	2.33	2.38	2.34	2.46
K2O	2.70	2.19	1.88	1.38	1.12	.99	.93	.93
P2O5	.57	.53	.50	.51	.51	.51	.50	.48
SUMME	97.72	97.73	97.80	97.51	97.82	98.60	98.00	98.52
SC	26.0	---	25.4	---	25.8	---	---	---
CR	104	85	94	110	87	100	110	96
CO	104	106	110	97	89	92	84	56
NI	34	42	49	51	45	58	53	56
ZN	105	97	66	77	92	82	82	85
RB	77	61	61	37	42	27	35	31
SR	409	430	459	452	467	472	485	479
Y	17	27	30	25	25	37	29	17
ZR	282	299	302	290	291	283	286	303
NB	36	34	38	36	34	38	32	<10
CS	1.00	---	.80	---	1.07	---	---	---
BA	504	527	629	579	539	583	657	717
HF	7.93	---	7.54	---	7.21	---	---	---
TA	2.27	---	2.57	---	2.03	---	---	---
TH	4.61	---	5.00	---	2.15	---	---	---
U	<1.00	---	1.70	---	3.10	---	---	---
LA	48.4	---	42.5	---	31.0	---	---	---
CE	105.3	---	89.6	---	65.8	---	---	---
ND	49.4	---	38.2	---	28.2	---	---	---
SM	11.44	---	8.87	---	6.93	---	---	---
EU	2.25	---	1.95	---	2.04	---	---	---
TB	1.72	---	1.12	---	.87	---	---	---
YB	4.65	---	4.47	---	3.13	---	---	---
LU	.58	---	.56	---	.45	---	---	---
MG/(MG+FE)	.35	.36	.36	.36	.37	.37	.37	.37
K/RB($\times 10^{-3}$)	.29	.30	.26	.31	.22	.30	.22	.25
RB/SR	.19	.14	.13	.08	.09	.06	.07	.06
LA _N /YB _N	6.96	---	6.36	---	6.62	---	---	---
EU/EU*	.61	---	.72	---	.97	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	13.16	16.62	18.77	20.05	20.16	20.42	20.20	21.13
OR	16.33	13.24	11.36	8.36	6.77	5.93	5.61	5.58
AN	27.67	28.08	28.06	29.50	30.67	30.58	30.94	31.21
Q	9.26	9.84	9.68	10.48	11.03	11.94	11.57	10.42
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	25.03	23.96	23.86	23.67	23.44	23.36	23.79	24.20
HY-EN	13.33	13.02	13.14	13.08	13.34	13.29	13.42	13.65
HY-FS	11.70	10.94	10.72	10.59	10.09	10.08	10.37	10.55
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	2.06	1.96	1.94	1.93	1.85	1.85	1.89	1.91
IL	3.85	3.91	3.98	4.01	4.00	3.93	3.97	3.84
AP	1.38	1.28	1.21	1.24	1.23	1.23	1.21	1.15
C	1.30	1.14	1.16	.78	.88	.77	.85	.59
DI	38.75	39.70	39.81	38.89	37.95	38.30	37.38	37.13

PROBE	EB7-11	EB7-12	EB7-13	EB7-14	EB7-15	EB8	EB9-1	EB9-2
SI02	53.5	54.2	54.0	53.8	54.1	73.9	56.0	54.8
TI02	2.07	2.08	2.04	2.09	2.07	.15	1.95	2.00
AL203	16.8	16.8	16.5	16.8	16.8	13.7	17.2	17.2
FE203	1.29	1.29	1.31	1.29	1.31	.14	1.16	1.31
FE0	7.84*	7.84*	7.98*	7.84*	8.00*	.85*	7.07*	8.00*
MNO	.16	.16	.17	.16	.16	.02	.12	.13
MGO	5.26	5.16	5.40	5.33	5.47	.20	3.71	4.30
CAO	6.88	6.98	6.89	7.09	7.16	.94	4.33	4.37
NA2O	2.49	2.30	2.30	2.17	2.33	4.37	2.40	1.90
K2O	.90	.84	.83	.79	.75	4.74	3.32	3.84
P2O5	.56	.55	.54	.52	.50	.17	.51	.51
SUMME	97.75	98.20	97.96	97.88	98.65	99.18	97.77	98.36
SC	---	---	---	---	26.8	---	---	---
CR	94	103	115	93	99	<10	72	96
CO	70	64	70	87	90	23	99	104
NI	58	60	56	55	64	<20	21	23
ZN	80	76	81	78	87	<15	210	110
RB	31	28	31	30	18	171	135	143
SR	458	466	464	504	497	90	379	329
Y	23	22	15	19	29	21	26	38
ZR	293	304	293	308	304	51	302	302
NB	18	28	23	42	40	<10	39	41
CS	---	---	---	---	1.01	---	---	---
BA	688	749	709	693	734	225	1048	933
HF	---	---	---	---	7.20	---	---	---
TA	---	---	---	---	2.30	---	---	---
TH	---	---	---	---	2.56	---	---	---
U	---	---	---	---	3.70	---	---	---
LA	---	---	---	---	36.8	---	---	---
CE	---	---	---	---	73.2	---	---	---
ND	---	---	---	---	31.1	---	---	---
SM	---	---	---	---	7.63	---	---	---
EU	---	---	---	---	1.98	---	---	---
TB	---	---	---	---	.98	---	---	---
YB	---	---	---	---	3.87	---	---	---
LU	---	---	---	---	.50	---	---	---
MG/(MG+FE)	.37	.36	.37	.37	.37	.17	.31	.32
K/RB ($\cdot 10^{-3}$)	.24	.25	.22	.22	.35	.23	.20	.22
RB/SR	.07	.06	.07	.06	.04	1.90	.36	.43
LA _N /YB _N	---	---	---	---	6.36	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	.84	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	21.55	19.82	19.87	18.76	19.99	37.28	20.77	16.35
OR	5.44	5.05	5.01	4.77	4.49	28.24	20.07	23.07
AN	31.17	31.60	31.29	32.46	32.70	3.58	18.56	18.65
Q	10.15	12.09	11.60	12.11	10.96	28.18	12.12	10.08
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	23.85	23.47	24.47	23.96	24.44	1.75	18.68	21.61
HY-EN	13.40	13.09	13.73	13.56	13.81	.50	9.45	10.89
HY-FS	10.45	10.38	10.74	10.40	10.63	1.24	9.23	10.72
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.91	1.90	1.94	1.91	1.93	.20	1.72	1.93
IL	4.02	4.02	3.96	4.06	3.99	.29	3.79	3.86
AP	1.36	1.33	1.31	1.26	1.20	.41	1.24	1.23
C	.57	.75	.60	.75	.34	.08	3.08	3.25
DI	37.14	36.96	36.48	35.64	35.44	93.70	52.96	49.50

PROBE	EB9-3	EB9-4	EB9-5	EB9-6	EB9-7	EB9-8	EB9-9	EB9-10
SI02	55.0	54.2	52.7	53.4	53.2	53.2	53.5	52.2
TI02	1.89	1.97	1.99	2.07	2.06	2.02	2.05	2.06
AL203	16.8	16.4	16.6	16.4	16.0	16.3	16.5	16.9
FE203	1.28	1.43	1.48	1.43	1.38	1.30	1.29	1.32
FE0	7.83*	8.71*	9.02*	8.71*	8.39*	7.92*	7.84*	8.08*
MNO	.12	.14	.15	.16	.16	.15	.16	.16
MGO	4.27	5.17	5.55	5.38	5.45	5.35	5.29	5.68
CA0	4.22	4.10	4.57	5.26	5.86	6.49	6.75	6.96
NA20	2.10	1.64	1.83	1.79	1.30	1.56	1.59	1.85
K20	3.69	4.11	4.17	3.85	3.65	3.31	2.96	2.64
P205	.45	.52	.52	.57	.52	.51	.51	.55
SUMME	97.65	98.39	98.58	99.02	97.97	98.11	98.44	98.40
SC	---	---	---	---	---	---	---	---
CR	97	85	94	93	87	95	99	94
CO	95	101	114	102	105	96	91	102
NI	26	56	62	58	54	54	64	54
ZN	112	159	135	127	97	86	86	83
RB	143	153	139	140	124	110	86	78
SR	329	339	326	315	300	342	353	368
Y	25	49	35	38	40	38	35	29
ZR	260	309	303	322	297	301	301	315
NB	35	29	36	34	44	32	28	34
CS	---	---	---	---	---	---	---	---
BA	1031	1111	991	864	932	857	818	859
HF	---	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.32	.34	.35	.35	.36	.37	.37	.38
K/RB (*10 ⁻³)	.21	.22	.25	.23	.24	.25	.29	.28
RB/SR	.43	.45	.43	.44	.41	.32	.24	.21
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	18.20	14.10	15.71	15.30	11.23	13.45	13.67	15.91
OR	22.33	24.68	25.00	22.98	22.02	19.94	17.77	15.85
AN	18.43	17.22	19.55	22.59	26.21	28.23	29.60	30.50
O	10.01	8.66	3.94	5.30	7.53	6.65	7.69	4.94
DI	---	---	---	---	---	.98	.84	.77
HY	21.56	25.10	26.53	25.34	25.25	23.72	23.38	24.81
HY-EN	10.89	13.09	14.02	13.53	13.85	13.31	13.15	14.16
HY-FS	10.67	12.01	12.51	11.81	11.39	10.40	10.22	10.65
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.90	2.11	2.18	2.09	2.04	1.92	1.90	1.94
IL	3.68	3.80	3.83	3.97	3.99	3.91	3.96	3.98
AP	1.09	1.25	1.25	1.36	1.26	1.23	1.23	1.32
C	2.82	3.09	2.04	1.10	.51	---	---	---
DI	50.54	47.45	44.64	43.57	40.77	40.04	39.12	36.70

PROBE	EB9-11	EB9-12	EB9-13	EB9-14	EB10-1	EB10-2	EB10-3	EB11
SI02	53.4	52.0	53.2	52.1	51.4	51.0	51.4	71.9
TI02	1.93	2.14	2.03	2.11	.90	.92	.90	.37
AL203	17.0	16.9	16.7	16.8	17.6	17.2	17.3	14.4
FE203	1.23	1.35	1.38	1.36	1.01	.90	1.04	.45
FeO	7.52*	8.24*	8.39*	8.31*	6.54	6.93	6.88	1.50
MnO	.14	.16	.16	.16	.14	.15	.14	.02
MgO	5.05	5.72	5.96	5.54	6.80	6.90	6.94	.77
CaO	7.15	7.31	7.28	7.27	9.88	9.78	9.19	2.53
Na2O	2.18	2.20	1.92	2.46	2.91	2.93	2.89	3.75
K2O	1.77	1.43	.93	.69	1.65	1.79	1.86	3.59
P2O5	.61	.58	.51	.56	.24	.23	.22	.33
SUMME	97.98	98.03	98.46	97.36	99.07	98.73	98.76	99.61
SC	---	---	---	---	32.7	---	32.7	---
CR	94	92	94	110	212	209	226	<10
CO	91	98	101	97	56	51	51	35
NI	71	89	88	68	36	38	39	<20
ZN	60	106	90	84	61	71	69	<15
RB	54	41	22	<10	80	89	99	104
SR	422	419	463	463	493	489	457	239
Y	30	28	26	25	21	23	22	20
ZR	312	326	312	339	159	144	168	172
NB	42	43	35	34	<10	<10	12	<10
CS	---	---	---	---	1.96	---	2.83	---
BA	825	802	829	803	483	456	412	679
HF	---	---	---	---	5.98	---	6.18	---
TA	---	---	---	---	.83	---	1.39	---
TH	---	---	---	---	17.46	---	16.62	---
U	---	---	---	---	<1.00	---	3.90	---
LA	---	---	---	---	20.3	---	18.5	---
CE	---	---	---	---	44.2	---	36.4	---
ND	---	---	---	---	18.9	---	16.3	---
SM	---	---	---	---	3.51	---	3.18	---
EU	---	---	---	---	1.33	---	1.21	---
TB	---	---	---	---	.73	---	.61	---
YB	---	---	---	---	2.51	---	1.99	---
LU	---	---	---	---	.40	---	.34	---
MG/(MG+FE)	.37	.38	.38	.37	.48	.47	.47	.29
K/RB($\times 10^{-3}$)	.27	.29	.35	---	.17	.17	.16	.29
RB/SR	.13	.10	.05	---	.16	.18	.22	.44
LA _N /YB _N	---	---	---	---	5.41	---	6.22	---
EU/EU*	---	---	---	---	1.05	---	1.08	---
CIPW-NORM								
AB	18.83	18.99	16.50	21.38	24.85	25.11	24.76	31.86
OR	10.68	8.62	5.58	4.19	9.84	10.71	11.13	21.30
AN	32.02	32.66	33.30	33.29	30.37	28.86	29.10	10.44
Q	8.52	6.50	10.48	8.12	---	---	---	30.00
DI	.09	.39	---	---	14.25	15.29	12.71	---
HY	22.86	25.34	26.46	25.42	8.16	4.51	9.27	3.74
HY-EN	12.81	14.42	15.08	14.17	5.14	2.78	5.75	1.93
HY-FS	10.05	10.91	11.39	11.25	3.02	1.74	3.51	1.82
OL	---	---	---	---	8.75	11.88	9.26	---
MT	1.82	2.00	2.03	2.03	1.48	1.32	1.53	.66
IL	3.74	4.15	3.92	4.12	1.73	1.77	1.73	.71
AP	1.47	1.40	1.23	1.36	.57	.55	.53	.78
C	---	---	.53	.13	---	---	---	.54
DI	38.02	34.11	32.57	33.69	34.70	35.83	35.89	83.16

PROBE	EB12-1	EB12-2	EB13-1	EB13-2	EB14	EB15	EB16	EB17
SI02	59.5	59.9	68.0	68.5	69.5	52.5	50.7	50.9
TI02	1.84	1.77	.42	.46	.39	1.01	1.07	1.00
AL203	16.1	16.0	14.7	14.8	14.6	16.9	17.2	17.1
FE203	1.07	1.11	.80	.82	.48	1.12	1.19	1.09
FEO	6.53*	6.18	1.68*	1.73*	1.81	6.85*	7.15	6.65*
MNO	.11	.11	.04	.04	.04	.16	.16	.14
MGO	2.80	2.70	.88	.91	.91	6.79	7.03	6.95
CAO	4.07	4.11	1.66	1.81	1.88	8.51	9.06	9.60
NA2O	3.30	3.37	2.92	2.57	2.80	2.73	2.82	2.83
K2O	2.85	2.73	6.66	6.35	5.89	2.15	2.11	1.94
P2O5	.74	.71	.32	.39	.29	.25	.21	.25
SUMME	98.91	98.69	98.08	98.38	98.59	98.97	98.70	98.45
SC	---	21.4	6.0	---	5.4	---	---	33.1
CR	44	47	14	27	<10	212	212	236
CO	44	41	47	35	41	50	46	47
NI	22	23	<20	<20	<20	35	42	37
ZN	119	90	<15	<15	<15	103	97	64
RB	217	216	207	199	182	159	161	99
SR	268	302	198	191	187	386	427	477
Y	50	54	39	38	33	27	30	23
ZR	441	439	256	262	187	136	125	136
NB	30	30	<10	<10	<10	13	<10	11
CS	---	5.08	3.03	---	1.58	---	---	2.11
BA	625	766	728	706	665	385	375	520
HF	---	16.02	10.89	---	6.69	---	---	4.58
TA	---	2.02	1.61	---	1.00	---	---	.66
TH	---	7.57	47.45	---	37.71	---	---	1.96
U	---	<1.00	3.82	---	7.87	---	---	<1.00
LA	---	61.4	71.4	---	67.3	---	---	20.4
CE	---	111.4	132.7	---	121.6	---	---	45.7
ND	---	46.7	63.0	---	48.4	---	---	19.2
SM	---	9.15	11.69	---	8.00	---	---	3.52
EU	---	1.64	.99	---	.77	---	---	1.32
TB	---	1.23	1.43	---	1.20	---	---	.64
YB	---	3.50	2.23	---	2.02	---	---	2.03
LU	---	.54	.21	---	.19	---	---	.31
MG/(MG+FE)	.27	.27	.27	.27	.29	.46	.46	.48
K/RB(*10 ⁻³)	.11	.10	.27	.26	.27	.11	.11	.16
RB/SR	.81	.72	1.05	1.04	.97	.41	.38	.21
LA _N /YB _N	---	11.73	21.41	---	22.28	---	---	6.72
EU/EU*	---	.57	.28	---	.30	---	---	1.09
CIPW-NORM								
AB	28.23	28.89	25.19	22.10	24.03	23.34	24.18	24.32
OR	17.03	16.35	40.13	38.14	35.30	12.84	12.63	11.64
AN	15.53	15.96	6.26	6.54	7.54	27.80	28.41	28.67
Q	14.99	15.72	21.15	24.69	25.39	---	---	---
DI	---	---	---	---	---	10.76	12.82	14.67
HY	15.41	14.63	4.07	4.15	4.69	18.09	5.24	6.06
HY-EN	7.05	6.81	2.23	2.30	2.30	11.25	3.26	3.85
HY-FS	8.36	7.82	1.84	1.84	2.39	6.84	1.99	2.21
OL	---	---	---	---	---	3.02	12.43	10.52
MT	1.57	1.63	1.18	1.21	.71	1.64	1.75	1.61
IL	3.53	3.41	.81	.89	.75	1.94	2.06	1.93
AP	1.77	1.70	.77	.84	.70	.60	.50	.60
C	1.98	1.75	.44	1.36	.91	---	---	---
DI	60.25	60.96	86.46	84.94	84.73	36.18	36.81	35.97

PROBE	EB18	EB19	EB20	EB21	EB22	EB23	EB24	EB25
SI02	50.9	55.7	50.2	53.1	52.1	55.0	51.2	50.8
TI02	2.39	2.31	3.39	.89	.92	1.11	1.16	.86
AL203	17.3	16.3	16.7	18.0	17.3	17.7	17.4	17.9
FE203	1.51	.36	1.03	1.01	1.06	.98	1.19	1.16
FE0	9.20*	9.16*	8.65	6.17*	6.79	6.00*	7.27*	7.04*
MND	.18	.16	.18	.14	.15	.12	.14	.14
MGO	6.30	3.91	6.30	7.56	7.42	6.09	7.33	7.09
CAO	8.10	6.07	9.18	7.95	9.30	7.42	7.94	9.30
NA2O	1.94	2.68	2.08	2.89	2.88	3.02	3.02	2.70
K2O	.71	1.23	1.59	1.29	1.13	1.73	1.32	1.21
P2O5	.60	.62	.17	.17	.22	.33	.33	.16
SUMME	99.13	98.50	99.47	99.17	99.27	99.50	98.30	98.36
SC	---	26.0	37.2	---	34.3	---	---	---
CR	105	28	122	194	243	152	122	138
CO	59	68	68	49	44	52	62	59
NI	73	33	48	66	64	46	49	39
ZN	116	101	81	115	95	98	75	75
RB	38	73	90	54	60	61	36	48
SR	516	435	503	544	486	536	489	519
Y	29	43	24	19	17	24	23	20
ZR	422	432	177	180	192	147	201	158
NB	23	15	16	<10	<10	<10	<10	<10
CS	---	3.27	6.10	---	4.35	---	---	---
BA	872	1491	593	522	456	808	533	507
HF	---	10.67	4.88	---	5.36	---	---	---
TA	---	1.31	1.58	---	.55	---	---	---
TH	---	5.30	1.49	---	1.70	---	---	---
U	---	3.00	<1.00	---	2.20	---	---	---
LA	---	56.4	18.9	---	22.8	---	---	---
CE	---	97.0	43.1	---	44.5	---	---	---
ND	---	46.3	18.4	---	19.4	---	---	---
SM	---	11.60	3.42	---	4.30	---	---	---
EU	---	2.35	1.24	---	1.32	---	---	---
TB	---	1.62	.67	---	.57	---	---	---
YB	---	2.79	2.55	---	1.80	---	---	---
LU	---	.43	.43	---	.29	---	---	---
MG/(MG+FE)	.37	.29	.40	.52	.49	.47	.47	.47
K/RB ($\times 10^{-3}$)	.16	.14	.15	.20	.16	.24	.30	.21
RB/SR	.07	.17	.18	.10	.12	.11	.07	.09
LA _N /YB _N	---	13.52	4.96	---	8.47	---	---	---
EU/EU*	---	.64	1.02	---	.99	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	16.56	23.02	17.69	24.66	24.55	25.68	26.00	23.23
OR	4.23	7.38	9.45	7.69	6.73	10.27	7.94	7.27
AN	36.58	26.46	31.70	32.60	31.17	29.78	30.54	33.70
Q	6.42	12.58	1.78	.60	---	3.96	---	---
DI	---	---	10.56	4.89	11.26	4.10	5.97	9.89
HY	27.97	23.09	20.44	25.98	19.57	21.89	20.05	16.93
HY-EN	15.83	9.89	12.60	17.40	12.54	13.97	12.63	10.50
HY-FS	12.14	13.20	7.85	8.58	7.03	7.92	7.41	6.43
OL	---	---	---	---	2.91	---	4.74	5.23
MT	2.21	.53	1.50	1.48	1.55	1.43	1.76	1.71
IL	4.58	4.45	6.47	1.70	1.76	2.12	2.24	1.66
AP	1.43	1.49	.40	.41	.52	.79	.80	.39
C	.05	1.02	---	---	---	---	---	---
DI	27.21	42.99	28.92	32.95	31.28	39.91	33.93	30.50

PROBE	EB26	EB27	EB28	EB29	EB30	EB31	EB32	EB33
SIO2	51.6	49.2	50.7	48.9	48.8	49.8	49.5	52.9
TIO2	1.14	.48	.53	.65	.48	.59	.62	.60
AL2O3	17.0	18.5	18.6	17.5	18.5	19.9	20.0	19.4
FE2O3	.75	1.16	1.16	.30	.99	1.05	1.11	.12
FeO	8.01*	7.09*	7.07*	8.38	7.26*	6.39*	6.77*	6.11
MNO	.15	.13	.14	.13	.12	.11	.11	.12
MGO	8.31	8.64	8.02	9.18	9.27	8.63	8.26	6.81
CAO	8.28	9.11	8.98	9.04	9.64	9.30	9.18	9.07
NA2O	2.88	2.25	2.45	2.10	2.45	2.47	2.93	3.41
K2O	1.03	1.02	.71	1.06	.66	1.01	1.03	.66
P2O5	.16	<0.1	.11	.17	.15	.19	.19	.14
SUMME	99.31	97.67	98.47	97.41	98.32	99.44	99.70	99.34
SC	29.5	---	---	23.1	21.1	---	---	24.2
CR	167	235	315	461	324	92	124	396
CO	64	60	45	67	52	60	63	32
NI	53	58	54	147	195	82	120	41
ZN	90	73	82	88	62	48	57	46
RB	33	27	22	40	19	33	32	20
SR	453	482	477	467	463	529	534	561
Y	16	16	<10	<10	<10	15	15	<10
ZR	139	79	85	100	81	140	160	90
NB	<10	<10	<10	11	<10	13	<10	<10
CS	2.23	---	---	3.83	2.20	---	---	1.97
BA	408	327	299	383	252	322	384	377
HF	2.72	---	---	2.78	1.81	---	---	2.11
TA	.49	---	---	.54	.30	---	---	.43
TH	1.60	---	---	1.15	1.10	---	---	1.30
U	<1.00	---	---	<1.00	<1.00	---	---	1.10
LA	16.7	---	---	16.1	11.1	---	---	14.4
CE	36.1	---	---	39.1	23.5	---	---	32.4
ND	16.2	---	---	15.1	11.6	---	---	11.4
SM	3.30	---	---	2.35	2.40	---	---	3.10
EU	1.23	---	---	1.12	.83	---	---	1.21
TB	.54	---	---	.34	.35	---	---	.50
YB	1.33	---	---	1.38	.80	---	---	1.22
LU	.20	---	---	.21	.11	---	---	.19
MG/(MG+FE)	.49	.52	.50	.51	.53	.54	.52	.52
K/RB($\times 10^{-3}$)	.26	.31	.27	.22	.29	.25	.27	.27
RB/SR	.07	.06	.05	.09	.04	.06	.06	.04
LA _N /YB _N	8.40	---	---	7.80	9.28	---	---	7.89
EU/EU*	1.12	---	---	1.49	1.08	---	---	1.18
CIPW-NORM								
AB	24.54	19.49	21.05	18.24	21.09	21.02	24.87	29.05
OR	6.13	6.17	4.26	6.43	3.97	6.00	6.10	3.93
AN	30.63	38.26	38.24	36.13	38.17	40.46	38.49	35.92
O	---	---	---	---	---	---	---	---
DI	7.88	6.01	5.10	7.15	7.68	3.79	4.82	6.89
HY	20.77	17.41	25.61	17.23	11.72	14.37	5.22	18.40
HY-EN	12.95	11.34	16.30	10.60	7.72	9.78	3.43	11.42
HY-FS	7.82	6.07	9.31	6.63	4.00	4.59	1.78	6.97
OL	6.41	9.79	2.75	12.71	14.64	11.26	17.27	4.18
MT	1.09	1.72	1.71	.45	1.46	1.53	1.61	.18
IL	2.18	.93	1.02	1.27	.93	1.13	1.18	1.15
AP	.38	.22	.26	.41	.36	.45	.45	.33
C	---	---	---	---	---	---	---	---
DI	30.67	25.66	25.31	24.67	25.05	27.02	30.97	32.97

PROBE	EB34-1	EB34-2	EB35	EB36	EB37	EB38-1	EB38-2/1	EB38-2/2
S102	49.6	53.1	58.2	54.3	58.2	58.5	61.0	61.0
T102	.65	.94	1.93	1.71	1.76	1.82	1.76	1.79
AL203	19.0	17.0	16.2	17.1	16.0	16.1	15.1	15.2
FE203	.87	.72	1.05	1.18	1.03	1.07	.97	1.03
FE0	6.96	5.38	6.39*	7.17*	6.26*	6.56*	5.94*	6.31*
MNO	.12	.12	.12	.14	.12	.13	.09	.11
MGO	8.88	7.81	2.72	4.75	3.11	2.95	1.82	1.83
CAO	9.27	10.62	4.40	5.48	4.81	4.81	3.68	4.02
NA2O	2.64	3.44	2.81	2.27	3.03	3.09	3.28	3.16
K2O	1.42	.74	4.03	3.64	3.45	3.73	3.24	3.23
P2O5	.17	.23	.80	.78	.58	.71	.86	.88
SUMME	99.58	100.10	98.65	98.52	98.35	99.47	97.74	98.56
SC	---	---	---	---	---	---	---	---
CR	147	709	37	72	28	66	<10	<10
CO	60	56	52	56	51	49	60	58
NI	93	43	<20	37	<20	<20	<20	22
ZN	69	34	107	144	83	122	56	96
RB	37	23	159	270	126	123	108	119
SR	504	486	395	369	411	404	302	319
Y	11	18	52	65	37	44	48	48
ZR	142	171	984	530	579	579	679	710
NB	<10	<10	38	43	35	33	33	41
CS	---	---	---	---	---	---	---	---
BA	427	358	1488	829	1483	1428	1555	1585
HF	---	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.53	.56	.27	.37	.30	.28	.21	.20
K/RB ($\times 10^{-3}$)	.32	.27	.21	.11	.23	.25	.25	.23
RB/SR	.07	.05	.40	.73	.31	.30	.36	.37
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	22.43	29.08	24.10	19.50	26.07	26.29	28.40	27.13
OR	8.43	4.37	24.14	21.83	20.73	22.16	19.59	19.37
AN	35.95	28.73	16.83	22.42	20.20	19.15	12.93	14.40
Q	---	---	11.77	6.25	10.66	9.82	18.41	18.02
DI	7.38	18.04	---	---	.17	.15	---	---
HY	4.51	10.55	14.88	21.78	15.88	15.75	12.18	12.73
HY-EN	2.99	7.49	6.87	12.01	7.83	7.35	4.64	4.62
HY-FS	1.52	3.06	8.01	9.77	8.05	8.40	7.54	8.10
OL	18.40	5.88	---	---	---	---	---	---
MT	1.27	1.04	1.54	1.74	1.52	1.56	1.44	1.52
IL	1.24	1.78	3.72	3.30	3.40	3.47	3.42	3.45
AP	.40	.54	1.92	1.88	1.40	1.69	2.08	2.11
C	---	---	1.15	1.35	---	---	1.60	1.32
DI	30.86	33.45	60.01	47.58	57.46	58.26	66.40	64.52

PROBE	EB39	EB40	EB41	EB42	EB43	EB44	EB45	EB46
SI02	58.4	58.3	55.2	60.3	61.9	61.5	59.3	61.0
TI02	1.82	1.83	2.20	1.78	1.63	1.62	1.83	1.73
AL203	15.8	15.8	15.9	16.0	15.6	15.6	15.9	16.1
FE203	1.03	1.04	1.26	1.01	.95	.94	1.03	1.05
FE0	6.29*	6.31*	7.69*	6.17*	5.82*	5.73*	6.29*	6.38*
MNO	.12	.13	.14	.12	.11	.11	.12	.12
M60	3.00	2.97	4.38	2.72	2.33	2.69	3.09	2.33
CA0	4.59	4.45	5.08	4.04	3.74	3.69	4.49	4.03
NA20	2.96	2.61	2.63	2.79	3.08	2.94	2.35	3.43
K20	3.67	3.65	3.02	3.59	3.69	3.59	3.03	3.26
P205	.71	.70	.90	.50	.44	.58	.59	.52
SUMME	98.39	97.79	98.40	99.02	99.29	98.99	98.02	99.97
SC	---	---	---	---	---	---	---	---
CR	21	55	131	37	28	26	41	<10
CO	48	52	58	41	40	48	47	42
NI	26	32	45	<20	<20	30	<20	<20
ZN	102	90	145	85	85	105	91	71
RB	115	117	121	116	156	131	205	186
SR	386	402	390	367	323	327	366	350
Y	45	49	43	43	44	44	57	45
ZR	565	596	737	484	459	422	556	504
NB	27	26	36	28	18	21	40	30
CS	---	---	---	---	---	---	---	---
BA	1481	1616	1040	1345	1171	1259	1169	1215
HF	---	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.29	.29	.33	.28	.26	.29	.30	.24
K/RB($\times 10^{-3}$)	.26	.26	.21	.26	.20	.23	.12	.15
RB/SR	.30	.29	.31	.32	.48	.40	.56	.53
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	25.46	22.58	22.62	23.84	26.25	25.13	20.29	29.03
OR	22.04	22.06	18.14	21.42	21.96	21.43	18.27	19.39
AN	18.43	17.90	19.64	16.94	15.79	14.66	18.79	16.60
Q	11.41	13.85	9.20	15.64	16.36	17.24	18.24	14.12
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	15.64	15.69	20.95	14.70	13.31	14.12	15.91	14.02
HY-EN	7.59	7.56	11.09	6.84	5.84	6.77	7.85	5.80
HY-FS	8.05	8.13	9.87	7.86	7.47	7.35	8.06	8.22
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.52	1.54	1.86	1.48	1.39	1.38	1.52	1.52
IL	3.51	3.55	4.25	3.41	3.12	3.11	3.55	3.29
AP	1.71	1.70	2.17	1.20	1.05	1.39	1.43	1.23
C	.32	1.17	1.24	1.39	.80	1.57	2.04	.83
DI	58.91	58.49	49.95	60.91	64.57	63.80	56.79	62.54

PROBE	EB47	EB48	EB49	EB50	EB51	EB52-1	EB52-2	EB52-3
S102	63.3	65.5	71.8	65.2	54.9	53.6	53.7	53.1
TI02	.89	.82	.26	.91	1.33	1.80	1.69	1.72
AL203	16.7	15.8	14.4	16.0	17.2	17.4	16.8	16.9
FE203	1.08	.95	.38	.26	1.11	1.32	1.38	1.42
FE0	3.35*	2.95*	1.16*	5.06	6.77*	8.08*	8.42*	8.67*
MNO	.05	.05	.03	.09	.14	.15	.16	.17
MGO	1.49	1.43	.67	1.96	5.49	4.87	4.95	4.92
CA0	2.94	2.49	1.63	2.41	7.42	3.93	4.49	4.65
NA20	3.66	3.10	3.25	3.05	.87	1.85	.92	1.31
K20	5.27	5.60	5.30	4.03	2.86	4.25	4.28	4.03
P205	.42	.53	.14	.25	.38	.32	.30	.30
SUMME	99.15	99.22	99.02	99.22	98.47	97.57	97.09	97.19
SC	12.5	11.1	---	16.2	---	---	---	---
CR	16	<10	14	49	207	48	62	56
CO	42	37	26	44	45	65	74	76
NI	<20	<20	<20	24	48	25	24	26
ZN	<15	21	<15	69	86	108	111	106
RB	176	161	180	179	166	378	380	350
SR	296	373	313	246	499	292	280	309
Y	40	42	19	55	36	56	57	58
ZR	448	505	129	479	341	220	214	221
NB	21	13	<10	29	18	16	<10	14
CS	2.30	2.46	---	3.85	---	---	---	---
BA	1311	1616	953	972	1145	557	607	597
HF	16.31	17.45	---	10.18	---	---	---	---
TA	1.47	1.79	---	1.92	---	---	---	---
TH	27.91	47.39	---	15.69	---	---	---	---
U	3.81	3.06	---	3.57	---	---	---	---
LA	81.7	119.8	---	72.1	---	---	---	---
CE	150.3	208.6	---	125.7	---	---	---	---
ND	72.6	86.7	---	60.4	---	---	---	---
SM	11.63	15.74	---	11.15	---	---	---	---
EU	1.74	2.28	---	1.56	---	---	---	---
TB	1.33	1.58	---	1.28	---	---	---	---
YB	2.31	2.50	---	4.85	---	---	---	---
LU	.30	.32	---	.65	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.26	.27	.31	.27	.41	.34	.34	.33
K/RB($\times 10^{-3}$)	.25	.29	.24	.19	.14	.09	.09	.10
RB/SR	.59	.43	.58	.73	.33	1.29	1.36	1.13
LA _N /YB _N	23.65	32.04	---	9.94	---	---	---	---
EU/EU*	.51	.51	---	.47	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	31.24	26.44	27.77	26.01	7.48	16.04	8.02	11.41
OR	31.41	33.35	31.63	24.00	17.16	25.74	26.05	24.50
AN	11.94	8.96	7.24	10.40	34.86	17.84	20.92	21.72
Q	12.85	18.68	28.14	21.30	11.70	6.93	10.74	8.27
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	7.66	6.99	3.14	12.72	23.61	23.76	24.88	25.18
HY-EN	3.74	3.59	1.69	4.92	13.89	12.43	12.70	12.61
HY-FS	3.92	3.40	1.46	7.80	9.73	11.33	12.18	12.58
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.58	1.39	.56	.38	1.63	1.96	2.06	2.12
IL	1.70	1.57	.50	1.74	2.57	3.50	3.31	3.36
AP	1.00	1.27	.33	.60	.91	.78	.73	.73
C	.64	1.39	.70	2.86	.09	3.46	3.31	2.72
DI	75.49	78.47	87.54	71.31	36.34	48.72	44.81	44.18

PROBE	EB52-4	EB52-5	EB52-6	EB52-7	EB52-8	EB52-9	EB52-10
SI02	53.4	53.4	53.1	52.9	53.2	52.6	53.2
TI02	1.67	1.69	1.70	1.70	1.70	1.72	1.72
AL203	16.5	16.3	16.4	16.2	16.6	16.8	16.5
FE203	1.36	1.38	1.40	1.39	1.41	1.42	1.41
FE0	8.31*	8.40*	8.53*	8.46*	8.60*	8.69*	8.62*
MNO	.17	.17	.18	.18	.18	.17	.17
MGO	4.75	4.72	4.69	4.77	4.97	4.79	4.93
CA0	5.55	6.03	6.61	6.67	6.74	6.89	6.82
NA20	1.30	1.31	1.51	1.54	1.52	1.71	1.71
K20	3.74	3.73	3.59	3.33	3.06	2.87	2.74
P205	.30	.31	.31	.31	.17	.18	.17
SUMME	97.05	97.44	98.02	97.45	98.15	97.84	97.99
SC	---	---	---	---	---	---	---
CR	39	39	49	60	39	48	55
CO	91	68	66	62	70	72	69
NI	30	36	31	30	37	33	22
ZN	53	101	97	94	64	64	58
RB	318	315	292	259	219	200	186
SR	305	313	333	348	350	377	371
Y	53	51	47	48	44	42	37
ZR	208	210	215	214	214	222	209
NB	12	14	<10	14	<10	<10	<10
CS	---	---	---	---	---	---	---
BA	547	607	662	624	588	591	562
HF	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.33	.33	.32	.33	.33	.32	.33
K/RB($\times 10^{-3}$)	.10	.10	.10	.11	.12	.12	.12
RB/SR	1.04	1.01	.88	.74	.63	.53	.50
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM							
AB	11.33	11.38	13.04	13.37	13.10	14.79	14.77
OR	22.77	22.62	21.64	20.19	18.42	17.33	16.52
AN	26.35	28.30	27.92	28.17	29.99	30.34	29.85
Q	8.32	7.30	5.66	6.18	6.49	5.53	6.64
DI	---	.26	2.87	3.06	2.44	2.81	2.93
HY	24.24	24.05	22.77	22.90	23.79	23.33	23.47
HY-EN	12.19	12.00	11.22	11.43	12.00	11.51	11.80
HY-FS	12.05	12.06	11.56	11.47	11.79	11.83	11.67
OL	---	---	---	---	---	---	---
MT	2.03	2.05	2.07	2.07	2.08	2.10	2.09
IL	3.27	3.29	3.29	3.31	3.29	3.34	3.33
AP	.73	.75	.75	.75	.41	.44	.41
C	.97	---	---	---	---	---	---
DI	42.43	41.30	40.34	39.75	38.01	37.65	37.93

PROBE	ES1-1	ES1-2	ES1-3	ES1-4	ES1-5	ES1-6	ES1-7	ES1-8
SiO2	57.5	59.8	61.2	59.9	55.0	59.4	60.2	60.2
TiO2	1.96	1.77	1.77	1.80	2.26	1.85	1.84	1.82
Al2O3	16.4	16.1	16.1	16.1	16.2	15.8	16.3	16.6
Fe2O3	1.28	.99	1.00	1.01	1.49	1.04	1.03	1.04
FeO	7.79*	6.06*	6.13*	6.19*	9.09*	6.33*	6.27*	6.33*
MnO	.08	.08	.09	.11	.10	.09	.09	.11
MgO	3.33	2.47	2.45	2.38	3.79	2.53	2.40	2.43
CaO	3.02	3.73	3.90	4.15	2.63	3.58	3.98	4.21
Na2O	2.97	3.18	2.79	2.79	2.35	3.16	3.10	2.74
K2O	3.70	2.71	2.69	2.68	4.45	2.84	2.78	2.75
P2O5	.49	.49	.48	.50	.50	.51	.52	.49
SUMME	98.52	97.38	98.60	97.61	97.86	97.13	98.51	98.72
SC	---	---	---	---	---	---	---	---
CR	25	20	<10	17	32	32	<10	<10
CO	58	54	64	45	66	54	59	53
NI	31	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
ZN	165	89	62	81	198	90	66	78
RB	194	142	145	143	233	148	148	149
SR	226	290	295	320	198	282	310	325
Y	63	44	41	41	58	38	39	40
ZR	526	459	419	396	518	408	405	431
NB	39	38	40	35	39	35	37	40
CS	---	---	---	---	---	---	---	---
BA	693	869	1074	1167	718	827	1053	1182
HF	---	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---	---
Mg/(Mg+Fe)	.27	.26	.26	.25	.27	.26	.25	.25
K/RB($\times 10^{-3}$)	.16	.16	.15	.16	.16	.16	.16	.15
RB/SR	.86	.49	.49	.45	1.18	.52	.48	.46
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	25.51	27.63	23.94	24.19	20.32	27.53	26.63	23.49
OR	22.19	16.44	16.12	16.22	26.87	17.28	16.68	16.46
AN	11.96	15.71	16.44	17.75	9.99	14.85	16.59	17.91
Q	11.56	17.67	20.82	19.31	9.20	17.05	17.61	19.10
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	18.73	14.06	13.97	14.03	21.82	14.60	13.98	14.20
HY-EN	8.42	6.32	6.19	6.07	9.65	6.49	6.07	6.13
HY-FS	10.31	7.74	7.78	7.95	12.18	8.11	7.91	8.07
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.88	1.47	1.47	1.50	2.21	1.55	1.52	1.53
IL	3.78	3.45	3.41	3.50	4.39	3.62	3.55	3.50
AP	1.18	1.19	1.15	1.21	1.21	1.24	1.25	1.18
C	3.24	2.39	2.69	2.32	4.02	2.31	2.23	2.67
DI	59.26	61.75	60.88	59.72	56.39	61.86	60.91	59.04

PROBE	ES1-9	ES2-1	ES2-2	ES2-3	ES3-1	ES3-2	ES3-3	ES3-4
SiO2	60.3	56.6	60.9	59.9	57.6	58.9	58.6	59.2
TiO2	1.76	2.08	1.71	1.88	1.89	1.89	1.82	1.72
Al2O3	16.3	16.2	16.1	16.4	16.5	16.6	16.3	16.7
Fe2O3	.99	1.38	.97	1.06	1.23	.98	.70	.84
FeO	6.02*	8.40*	5.93*	6.45*	7.09	6.67	6.89	6.58
MnO	.10	.09	.07	.10	.10	.11	.12	.11
MgO	2.39	3.59	2.35	2.60	3.46	3.27	3.16	3.06
CaO	4.28	2.68	3.48	4.10	3.47	4.51	4.71	4.57
Na2O	2.86	2.44	3.35	2.80	2.67	2.26	1.65	2.11
K2O	2.63	4.14	2.73	2.79	3.33	2.95	2.95	2.93
P2O5	.48	.68	.65	.70	.51	.49	.48	.46
SUMME	98.11	98.28	98.24	98.78	97.85	98.63	97.38	98.28
SC	---	36.2	---	20.6	---	---	---	---
CR	15	37	15	<10	26	24	30	<10
CO	51	49	47	43	61	55	53	52
NI	<20	27	33	<20	32	28	34	24
ZN	70	195	92	81	118	96	71	80
RB	140	219	146	149	177	160	159	158
SR	333	202	279	295	265	323	345	358
Y	41	63	43	45	47	45	43	37
ZR	404	457	399	465	397	382	382	359
NB	39	35	35	36	35	40	37	32
CS	---	5.09	---	2.95	---	---	---	---
BA	1173	575	601	1058	710	1031	1165	1175
HF	---	14.30	---	14.24	---	---	---	---
TA	---	2.17	---	2.25	---	---	---	---
TH	---	11.30	---	13.30	---	---	---	---
U	---	11.70	---	3.40	---	---	---	---
LA	---	74.2	---	80.2	---	---	---	---
CE	---	131.5	---	139.0	---	---	---	---
ND	---	55.3	---	58.8	---	---	---	---
SM	---	12.10	---	12.80	---	---	---	---
EU	---	1.43	---	1.85	---	---	---	---
TB	---	2.27	---	1.86	---	---	---	---
YB	---	5.01	---	4.01	---	---	---	---
LU	---	.85	---	.66	---	---	---	---
Mg/(Mg+Fe)	.26	.27	.26	.26	.30	.30	.30	.29
K/RB($\times 10^{-3}$)	.16	.16	.16	.16	.16	.15	.15	.15
RB/SR	.42	1.08	.52	.51	.67	.50	.46	.44
LA _N /YB _N	---	9.90	---	13.37	---	---	---	---
EU/EU*	---	.34	---	.45	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	24.67	21.01	28.85	23.99	23.09	19.39	14.34	18.17
OR	15.84	24.89	16.42	16.69	20.11	17.67	17.90	17.62
AN	18.45	9.01	13.25	15.96	14.19	19.44	20.77	20.01
Q	19.16	12.59	18.80	18.81	14.35	17.67	20.57	19.00
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	13.73	20.31	13.48	14.70	16.07	16.90	17.62	16.66
HY-EN	6.07	9.10	5.96	6.56	6.81	8.26	8.08	7.75
HY-FS	7.66	11.21	7.53	8.15	9.27	8.64	9.54	8.91
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.46	2.04	1.43	1.56	1.82	1.44	1.04	1.24
IL	3.41	4.02	3.31	3.61	3.67	3.64	3.55	3.32
AP	1.16	1.64	1.57	1.68	1.23	1.18	1.17	1.11
C	2.16	4.54	2.91	3.03	3.49	2.70	3.06	2.90
DI	59.67	58.49	64.08	59.49	57.55	54.73	52.81	54.78

PROBE	ES3-5	ES3-6	ES3-7	ES4	ES5	ES6	ES7	ES8
SI02	60.7	59.3	59.4	59.2	59.5	59.8	57.5	58.1
TI02	1.70	1.68	1.68	1.92	2.00	1.69	1.92	1.95
AL203	16.2	16.5	16.1	16.2	16.2	16.0	16.4	16.6
FE203	1.09	1.14	1.10	1.10	1.12	1.04	.68	1.16
FED	6.21	6.69	7.36	6.69*	6.82*	6.35*	7.57	7.05*
MNO	.10	.09	.09	.12	.12	.12	.14	.13
MGO	2.92	3.02	3.42	2.68	2.71	3.17	3.63	3.30
CAO	4.02	3.55	2.77	4.37	4.04	4.06	5.23	5.18
NA2O	2.53	3.15	2.78	2.07	2.30	2.74	2.15	1.98
K2O	2.86	3.09	3.57	3.01	3.07	3.16	3.07	3.24
P2O5	.43	.41	.52	.60	.57	.48	.58	.58
SUMME	98.76	98.62	98.79	97.96	98.45	98.59	98.87	99.27
SC	---	---	---	---	---	---	23.1	---
CR	21	54	25	26	25	35	81	51
CO	53	56	65	54	61	53	55	57
NI	26	26	31	29	21	41	44	35
ZN	70	101	153	88	128	78	102	91
RB	155	186	190	135	144	127	124	119
SR	339	303	226	344	298	349	417	413
Y	39	37	43	34	44	37	38	42
ZR	355	342	297	436	493	377	388	404
NB	31	34	27	35	30	31	32	28
CS	---	---	---	---	---	---	1.33	---
BA	1055	921	554	1330	1175	1172	1260	1309
HF	---	---	---	---	---	---	12.24	---
TA	---	---	---	---	---	---	1.88	---
TH	---	---	---	---	---	---	8.50	---
U	---	---	---	---	---	---	2.10	---
LA	---	---	---	---	---	---	68.0	---
CE	---	---	---	---	---	---	122.0	---
ND	---	---	---	---	---	---	58.1	---
SM	---	---	---	---	---	---	11.60	---
EU	---	---	---	---	---	---	2.13	---
TB	---	---	---	---	---	---	1.93	---
YB	---	---	---	---	---	---	4.31	---
LU	---	---	---	---	---	---	.58	---
MG/(MG+FE)	.29	.28	.29	.26	.26	.30	.31	.29
K/RB($\times 10^{-3}$)	.15	.15	.16	.19	.18	.21	.21	.23
RB/SR	.46	.55	.84	.39	.48	.36	.30	.29
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	10.55	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	.55	---
CIPW-NORM								
AB	21.68	27.03	23.81	17.88	19.77	23.52	18.40	16.88
OR	17.11	18.52	21.35	18.16	18.43	18.94	18.35	19.29
AN	17.35	15.14	10.47	18.13	16.58	17.38	22.41	22.07
Q	19.94	14.42	15.64	20.56	19.71	16.12	13.67	15.81
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	15.34	16.49	18.74	15.42	15.51	16.36	19.69	17.35
HY-EN	7.36	7.63	8.62	6.81	6.86	8.01	9.14	8.28
HY-FS	7.98	8.86	10.12	8.60	8.65	8.35	10.55	9.08
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.60	1.68	1.61	1.63	1.65	1.53	1.00	1.69
IL	3.27	3.24	3.23	3.72	3.86	3.26	3.69	3.73
AP	1.03	.98	1.25	1.45	1.37	1.11	1.39	1.38
C	2.70	2.54	3.92	3.09	3.16	1.82	1.44	1.82
DI	58.73	59.96	60.80	56.59	57.91	58.58	50.42	51.98

PROBE	ES9	ES10	ES11	ES12	ES13	ES14	ES15	ES16
S102	58.2	58.8	57.7	58.9	58.6	57.6	57.5	57.0
T102	1.92	1.93	1.95	1.84	1.93	1.94	1.88	1.89
AL203	16.4	16.3	16.1	15.9	16.1	16.3	16.2	16.2
FE203	.97	.61	1.12	1.05	1.09	1.14	.98	1.16
FE0	6.92	6.80	6.86*	6.41*	6.65*	6.97*	7.01*	7.11*
MNO	.13	.12	.14	.12	.13	.14	.13	.14
MGO	3.37	3.30	3.52	3.55	3.65	3.66	4.00	4.52
CA0	4.43	4.68	4.84	4.00	4.56	5.02	4.86	5.14
NA20	2.23	2.15	1.33	3.08	2.73	2.43	2.89	2.15
K20	3.23	2.93	3.29	3.57	3.40	3.21	3.38	3.20
P205	.56	.60	.58	.52	.56	.57	.54	.53
SUMME	98.36	98.22	97.43	98.94	99.40	98.98	99.37	99.04
SC	20.6	19.1	---	---	---	---	19.8	---
CR	26	<10	54	54	69	44	33	73
CO	53	55	60	55	52	50	66	53
NI	39	33	39	40	44	41	43	49
ZN	80	76	80	112	91	83	61	113
RB	135	118	112	125	115	102	110	105
SR	347	385	401	370	398	413	419	417
Y	46	46	46	31	39	36	37	36
ZR	405	376	433	365	409	452	389	386
NB	31	31	29	27	32	30	29	22
CS	4.67	3.28	---	---	---	---	5.96	---
BA	1137	1250	1313	1170	1268	1289	1241	1187
HF	12.77	9.28	---	---	---	---	9.44	---
TA	2.47	2.05	---	---	---	---	1.98	---
TH	9.40	6.20	---	---	---	---	5.90	---
U	7.60	2.40	---	---	---	---	1.60	---
LA	43.9	52.2	---	---	---	---	40.2	---
CE	101.7	105.2	---	---	---	---	91.2	---
ND	48.8	51.4	---	---	---	---	45.3	---
SM	9.90	10.90	---	---	---	---	10.60	---
EU	1.79	1.87	---	---	---	---	2.03	---
TB	1.74	1.83	---	---	---	---	1.59	---
YB	3.98	3.45	---	---	---	---	3.14	---
LU	.54	.46	---	---	---	---	.40	---
MG/(MG+FE)	.30	.31	.31	.33	.32	.31	.34	.36
K/RB($\cdot 10^{-3}$)	.20	.21	.24	.24	.25	.26	.26	.25
RB/SR	.39	.31	.28	.34	.29	.25	.26	.25
LA _N /YB _N	7.38	10.12	---	---	---	---	8.56	---
EU/EU*	.53	.51	---	---	---	---	.59	---
CIPW-NORM								
AB	19.18	18.52	11.55	26.34	23.24	20.77	24.61	18.37
OR	19.41	17.63	19.95	21.32	20.21	19.16	20.10	19.09
AN	18.62	19.65	20.76	16.62	19.08	21.40	20.71	22.25
Q	16.11	18.04	19.94	11.36	12.34	12.65	8.77	11.90
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	17.66	17.55	17.94	17.11	17.56	18.22	19.28	20.69
HY-EN	8.53	8.37	9.00	8.94	9.15	9.21	10.03	11.37
HY-FS	9.13	9.18	8.94	8.17	8.42	9.01	9.26	9.33
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.43	.90	1.67	1.54	1.59	1.67	1.43	1.70
IL	3.71	3.73	3.80	3.53	3.69	3.72	3.59	3.62
AP	1.35	1.45	1.41	1.24	1.33	1.36	1.29	1.27
C	2.56	2.57	3.02	.95	.98	1.08	.25	1.13
DI	54.70	54.19	51.44	59.03	55.79	52.58	53.48	49.36

PROBE	ES17	ES18	ES19	ES20	ES21	ES22	EH1	EH1-1
SI02	57.2	58.7	56.2	56.3	56.9	56.4	59.3	59.8
TI02	1.75	1.84	1.83	2.04	1.90	2.11	1.66	1.67
AL203	16.3	16.0	17.2	16.7	16.0	17.1	16.0	15.8
FE203	1.14	1.12	.55	1.21	.85	2.22	1.01	1.05
FEO	6.97*	6.82*	7.07	7.36*	7.11*	6.87*	6.15*	6.42*
MNO	.13	.13	.13	.13	.13	.09	.12	.12
MGO	4.41	3.81	3.71	3.58	3.60	3.63	3.41	3.41
CAO	5.16	4.47	5.53	5.28	4.86	3.29	4.38	4.33
NA2O	2.62	2.80	1.30	2.71	2.84	2.78	2.23	1.98
K2O	3.17	3.12	3.38	3.39	3.27	3.89	3.25	3.23
P2O5	.48	.56	.53	.60	.54	.58	.51	.67
SUMME	99.33	99.37	97.43	99.30	98.00	99.16	98.02	98.48
SC	---	---	---	---	20.2	---	---	---
CR	61	42	25	18	36	25	80	60
CO	54	57	55	55	58	64	56	64
NI	50	46	55	30	48	41	30	41
ZN	100	86	105	100	97	174	89	82
RB	104	113	169	113	105	216	110	110
SR	419	399	496	438	407	206	375	380
Y	41	35	34	<10	<10	46	39	34
ZR	364	410	427	393	388	380	462	432
NB	22	23	22	25	32	26	24	26
CS	---	---	---	---	1.05	---	---	---
BA	1232	1243	1635	1220	1146	630	1380	1571
HF	---	---	---	---	9.83	---	---	---
TA	---	---	---	---	1.71	---	---	---
TH	---	---	---	---	6.00	---	---	---
U	---	---	---	---	1.90	---	---	---
LA	---	---	---	---	63.0	---	---	---
CE	---	---	---	---	101.2	---	---	---
ND	---	---	---	---	46.1	---	---	---
SM	---	---	---	---	10.90	---	---	---
EU	---	---	---	---	2.04	---	---	---
TB	---	---	---	---	1.87	---	---	---
YB	---	---	---	---	3.42	---	---	---
LU	---	---	---	---	.48	---	---	---
MG/(MG+FE)	.36	.33	.33	.30	.31	.30	.33	.32
K/RB(*10 ⁻³)	.25	.23	.17	.25	.26	.15	.25	.24
RB/SR	.25	.28	.34	.26	.26	1.05	.29	.29
LA _N /YB _N	---	---	---	---	12.32	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	.55	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	22.32	23.84	11.29	23.09	24.52	23.72	19.25	17.01
OR	18.86	18.55	20.50	20.17	19.72	23.18	19.59	19.38
AN	22.61	18.63	24.60	22.43	21.00	12.64	18.77	17.37
Q	9.42	12.87	15.79	8.39	9.49	10.91	17.59	19.93
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	20.33	18.41	19.49	18.43	18.80	17.15	16.77	17.14
HY-EN	11.06	9.55	9.48	8.98	9.15	9.62	8.66	8.62
HY-FS	9.27	8.86	10.01	9.45	9.65	7.53	8.10	8.52
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.66	1.63	.82	1.77	1.26	3.25	1.49	1.55
IL	3.35	3.52	3.57	3.90	3.68	4.04	3.22	3.22
AP	1.14	1.33	1.29	1.43	1.31	1.39	1.23	1.61
C	.33	1.24	2.69	.41	.25	3.75	2.11	2.82
DI	50.60	55.27	47.58	51.66	53.73	57.82	56.44	56.33

PROBE	EH1-2	EH1-3	EH1-4	EH2	EH3	EH4	EMI-1	EMI-2
SI02	59.7	59.8	59.7	58.3	58.3	58.0	53.0	52.8
TI02	1.64	1.69	1.71	1.34	1.65	1.67	2.39	2.41
AL203	15.9	15.7	15.6	16.8	16.1	16.0	16.2	15.6
FE203	1.03	.97	1.03	1.00	1.02	.04	1.58	1.58
FE0	6.30*	5.94*	6.26*	6.09*	6.24*	7.36*	9.92*	9.64*
MNO	.12	.12	.12	.12	.12	.12	.17	.17
MGO	3.31	3.12	3.28	4.33	3.53	3.87	3.25	3.38
CAO	4.42	4.46	4.35	5.75	4.66	4.66	6.31	6.35
NA2O	2.17	2.20	2.02	1.82	2.81	2.20	3.42	3.27
K2O	3.14	3.01	3.18	3.04	3.39	3.31	2.42	2.52
P2O5	.66	.65	.65	.36	.43	.49	.52	.54
SUMME	98.39	97.66	97.90	98.95	98.25	97.72	99.18	98.26
SC	---	---	---	---	---	---	---	---
CR	69	59	52	68	81	155	13	23
CO	62	66	88	48	42	55	67	63
NI	58	26	24	38	42	57	<20	<20
ZN	77	55	47	81	84	109	107	117
RB	105	103	111	114	109	125	100	100
SR	370	376	354	388	383	380	353	347
Y	37	37	36	32	33	47	38	37
ZR	420	462	454	357	431	392	509	509
NB	27	25	32	19	27	25	36	33
CS	---	---	---	---	---	---	---	---
BA	1331	1271	1314	983	1160	1189	1181	1194
HF	---	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.31	.31	.31	.38	.33	.34	.22	.23
K/RB($\times 10^{-3}$)	.25	.24	.24	.22	.26	.22	.20	.21
RB/SR	.28	.27	.31	.29	.28	.33	.28	.29
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	18.66	19.06	17.46	15.56	24.20	19.05	29.18	28.16
OR	18.66	18.21	19.19	18.15	20.39	20.02	14.42	15.16
AN	17.90	18.31	17.71	26.45	20.67	20.38	21.88	20.81
Q	19.08	20.15	20.16	14.66	11.45	13.49	2.26	2.89
DI	---	---	---	---	---	---	5.26	6.43
HY	16.75	15.68	16.56	19.35	17.21	21.07	18.90	18.30
HY-EN	8.38	7.96	8.34	10.90	8.95	9.86	7.16	7.28
HY-FS	8.37	7.72	8.22	8.46	8.26	11.20	11.74	11.01
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.52	1.44	1.53	1.47	1.51	.06	2.31	2.33
IL	3.17	3.29	3.32	2.57	3.19	3.25	4.58	4.66
AP	1.59	1.58	1.57	.86	1.04	1.19	1.24	1.30
C	2.52	2.32	2.54	.93	.37	1.53	---	---
DI	56.60	57.42	56.82	48.38	56.04	52.55	45.85	46.21

PROBE	EM1-3	EM1-4	EM1-5	EM2	EM3	EM4	EM5	EM6
S102	52.7	52.4	52.9	55.6	57.3	49.9	51.4	55.5
TI02	2.49	2.42	2.36	2.21	2.02	3.07	2.72	2.24
AL203	15.7	16.2	15.8	16.2	15.8	14.9	15.4	15.9
FE203	1.63	1.58	1.52	.28	.67	1.80	1.17	.73
FE0	9.95*	9.66*	9.26*	8.15*	7.26*	10.96*	10.58	7.87*
MNO	.17	.17	.16	.14	.13	.20	.18	.14
MGO	3.41	3.30	3.25	2.85	2.54	4.36	3.78	4.09
CAO	6.52	6.49	6.43	5.04	4.70	7.58	6.94	5.23
NA2O	3.32	3.34	3.23	3.04	3.08	2.69	3.30	2.81
K2O	2.57	2.53	2.51	3.52	3.78	1.74	2.21	2.90
P2O5	.54	.51	.52	1.07	.93	.75	.59	.77
SUMME	99.00	98.60	97.94	98.10	98.21	97.95	98.27	98.18
SC	---	---	---	---	22.2	---	---	---
CR	<10	13	<10	<10	12	32	29	87
CO	63	64	57	57	54	69	65	57
NI	<20	<20	<20	<20	28	<20	<20	38
ZN	122	119	117	127	135	131	125	130
RB	101	102	95	88	111	58	75	100
SR	342	358	332	395	365	399	379	423
Y	40	37	39	58	49	31	35	43
ZR	521	512	499	843	702	305	391	572
NB	34	36	35	45	35	34	34	30
CS	---	---	---	---	1.71	---	---	---
BA	1152	1152	1141	1610	1497	773	1004	1230
HF	---	---	---	---	16.30	---	---	---
TA	---	---	---	---	2.58	---	---	---
TH	---	---	---	---	8.40	---	---	---
U	---	---	---	---	2.80	---	---	---
LA	---	---	---	---	98.2	---	---	---
CE	---	---	---	---	171.0	---	---	---
ND	---	---	---	---	76.9	---	---	---
SM	---	---	---	---	19.20	---	---	---
EU	---	---	---	---	2.37	---	---	.86
TB	---	---	---	---	1.98	---	---	---
YB	---	---	---	---	4.24	---	---	---
LU	---	---	---	---	.53	---	---	---
MG/(MG+FE)	.23	.23	.23	.25	.24	.26	.25	.32
K/RB($\times 10^{-3}$)	.21	.21	.22	.33	.28	.25	.24	.24
RB/SR	.30	.28	.29	.22	.30	.15	.20	.24
LA _N /YB _N	---	---	---	---	15.49	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	.43	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	28.38	28.66	27.91	26.22	26.54	23.24	28.42	24.22
OR	15.34	15.16	15.14	21.20	22.74	10.50	13.29	17.45
AN	20.55	22.05	21.65	18.36	17.55	23.93	21.04	21.30
Q	1.89	1.66	3.47	7.39	9.44	2.68	.54	8.34
DI	7.19	6.07	6.25	---	---	7.89	8.45	---
HY	18.23	18.22	17.53	18.80	16.30	21.38	19.89	20.98
HY-EN	7.16	7.14	7.01	7.24	6.44	9.36	7.89	10.38
HY-FS	11.07	11.08	10.52	11.57	9.86	12.02	12.00	10.60
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	2.39	2.32	2.25	.41	.99	2.66	1.73	1.08
IL	4.78	4.66	4.58	4.28	3.91	5.95	5.26	4.33
AP	1.29	1.23	1.26	2.58	2.24	1.81	1.42	1.86
C	---	---	---	.80	.33	---	---	.48
DI	45.61	45.48	46.52	54.82	58.73	36.41	42.24	50.01

PROBE	EM7	EM8	EQ1	EC1	EC2	EC3	EC4	EP1
SI02	58.9	58.5	60.6	59.8	67.1	66.2	62.1	65.8
TI02	1.72	1.94	1.74	.90	.82	.66	1.11	.74
AL203	16.4	15.8	14.9	20.5	15.1	15.7	18.7	16.2
FE203	.51	1.11	.82	1.12	.79	.73	.71	.26
FE0	6.86*	6.75*	6.25*	7.01*	6.85*	7.11*	6.82*	5.09*
MNO	.13	.13	.11	.22	.15	.18	.09	.08
MGO	2.51	2.97	2.04	2.40	1.68	1.64	2.48	2.63
CA0	4.00	4.60	3.90	.35	.85	.67	.45	1.63
NA20	3.15	2.98	3.20	1.86	1.49	1.14	1.12	2.98
K20	3.91	3.51	4.07	4.19	3.67	4.20	3.38	3.23
P205	.75	.78	.80	.15	.14	.13	.13	.16
SUMME	98.84	99.07	98.23	98.50	98.64	98.36	97.09	98.80
SC	---	---	19.6	---	---	---	---	---
CR	22	37	25	143	126	98	183	128
CO	45	48	49	46	50	61	43	57
NI	35	<20	<20	37	27	28	48	42
ZN	137	113	102	68	<15	<15	55	55
RB	139	123	159	141	113	128	118	140
SR	355	374	312	157	164	145	123	179
Y	52	47	57	47	59	45	29	34
ZR	692	837	601	216	390	313	215	199
NB	33	39	32	15	13	<10	22	<10
CS	---	---	5.79	---	---	---	---	---
BA	1644	1382	1407	1310	1004	1183	827	712
HF	---	---	15.81	---	---	---	---	---
TA	---	---	2.41	---	---	---	---	---
TH	---	---	12.90	---	---	---	---	---
U	---	---	4.20	---	---	---	---	---
LA	---	---	106.9	---	---	---	---	---
CE	---	---	176.2	---	---	---	---	---
ND	---	---	76.0	---	---	---	---	---
SM	---	---	18.90	---	---	---	---	---
EU	---	---	2.30	---	---	---	---	---
TB	---	---	2.11	---	---	---	---	---
YB	---	---	4.05	---	---	---	---	---
LU	---	---	.60	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.26	.28	.23	.23	.18	.17	.25	.33
K/RB($\times 10^{-3}$)	.23	.24	.21	.25	.27	.27	.24	.19
RB/SR	.39	.33	.51	.90	.69	.88	.96	.78
LA _N /YB _N	---	---	17.65	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	.41	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	26.97	25.45	27.57	15.98	12.78	9.81	9.76	25.52
OR	23.38	20.94	24.48	25.14	21.99	25.23	20.57	19.32
AN	15.12	17.89	14.38	.77	3.35	2.52	1.42	7.13
Q	11.19	11.88	13.74	24.46	36.01	35.23	34.69	25.78
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	16.01	16.06	13.62	17.10	15.24	16.05	16.94	14.79
HY-EN	6.32	7.47	5.17	6.07	4.24	4.15	6.36	6.63
HY-FS	9.69	8.60	8.45	11.04	11.00	11.89	10.58	8.16
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	.75	1.62	.92	1.65	1.16	1.08	1.06	.38
IL	3.30	3.72	3.36	1.74	1.58	1.27	2.17	1.42
AP	1.80	1.86	1.93	.36	.34	.31	.32	.38
C	1.53	.61	.06	12.82	7.57	8.51	13.07	5.28
DI	61.53	58.27	65.79	65.57	70.77	70.27	65.02	70.62

PROBE	EP2	EP3	EP4	EP5	EP6	EP7	EP8	EP9
SI02	66.4	66.2	65.5	66.9	68.1	67.5	67.9	68.0
TI02	.76	.88	.74	.84	.66	.74	.53	.51
AL203	16.5	16.1	16.7	15.1	15.8	15.1	16.0	15.7
FE203	.06	.22	.20	.40	.54	.20	.36	.32
FE0	5.35*	4.67*	4.90*	4.08*	3.67*	3.76*	3.08*	3.40*
MNO	.10	.04	.07	.08	.08	.07	.06	.06
MGO	2.07	2.28	2.04	1.55	1.52	1.50	1.58	1.57
CA0	1.46	1.45	1.46	1.74	1.21	1.54	1.78	1.26
NA20	2.81	2.78	2.59	2.81	2.96	2.83	2.91	2.96
K20	2.67	3.69	3.47	4.35	3.73	4.46	4.18	3.99
P205	.11	.14	<0.1	.33	.15	.31	.13	.23
SUMME	98.29	98.45	97.77	98.18	98.42	98.01	98.51	98.00
SC	---	---	---	---	---	---	---	---
CR	147	153	99	74	87	67	73	66
CO	50	46	53	44	45	50	38	47
NI	40	46	46	30	35	21	31	29
ZN	58	85	86	59	37	19	32	38
RB	166	163	142	191	143	181	155	158
SR	167	213	210	159	177	172	242	179
Y	41	46	49	45	44	40	19	28
ZR	193	184	210	318	197	263	170	155
NB	14	<10	<10	<10	<10	15	<10	12
CS	---	---	---	---	---	---	---	---
BA	557	588	1032	839	749	906	742	772
HF	---	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.28	.32	.29	.26	.27	.28	.32	.30
K/RB($\times 10^{-3}$)	.13	.19	.20	.19	.22	.20	.22	.21
RB/SR	.99	.77	.68	1.20	.81	1.05	.64	.68
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	24.19	23.89	22.42	24.22	25.45	24.43	25.00	25.56
OR	16.05	22.15	20.97	26.18	22.40	26.89	25.07	24.06
AN	6.64	6.38	6.74	6.60	5.10	5.73	8.10	4.85
Q	30.49	27.02	28.38	26.59	30.21	27.28	27.49	29.32
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	14.10	12.89	13.11	9.97	9.28	9.57	8.66	9.35
HY-EN	5.25	5.77	5.20	3.93	3.85	3.81	3.99	3.99
HY-FS	8.86	7.13	7.92	6.03	5.44	5.76	4.66	5.36
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	.09	.32	.30	.59	.80	.30	.53	.47
IL	1.47	1.70	1.44	1.62	1.27	1.43	1.02	.99
AP	.27	.34	.24	.80	.36	.75	.31	.56
C	6.71	5.31	6.41	3.46	5.13	3.63	3.82	4.87
DI	70.73	73.06	71.76	76.99	78.06	78.60	77.56	78.94

PROBE	EP10	EP11	E01	E02	E03	E04	E05	E06
S102	63.5	66.9	64.0	66.6	66.7	69.3	70.1	69.9
T102	.84	.81	1.07	.92	.97	.52	.51	.54
AL203	17.3	15.0	15.5	14.9	14.8	14.7	14.3	14.5
FE203	1.44	.48	.54	.34	.44	.15	<0.01	.44
FEO	4.48*	3.72*	4.14*	4.01*	4.08*	2.53*	2.84*	2.63*
MNO	.09	.07	.07	.07	.08	.05	.04	.05
MGO	2.46	1.51	1.62	1.64	1.37	.85	.74	.70
CAO	1.65	1.84	2.80	2.25	1.98	1.58	1.35	1.24
NA2O	2.46	3.15	2.99	2.93	3.11	3.35	3.20	3.05
K2O	4.12	4.31	4.68	4.71	4.80	5.15	4.99	5.12
P2O5	.38	.38	.35	.29	.41	.25	.17	.21
SUMME	98.72	98.17	97.76	98.66	98.74	98.43	98.25	98.38
SC	---	---	---	---	---	---	---	---
CR	93	58	42	39	54	13	25	47
CO	54	44	37	38	44	40	38	44
NI	45	27	23	<20	23	<20	<20	23
ZN	88	66	79	66	65	32	<15	24
RB	131	177	197	190	239	240	232	269
SR	216	170	264	216	182	165	148	150
Y	30	45	38	43	46	40	42	51
ZR	229	327	450	442	420	262	372	390
NB	15	19	17	21	23	11	15	15
CS	---	---	---	---	---	---	---	---
BA	986	729	1127	940	881	795	739	805
HF	---	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.30	.27	.26	.28	.23	.24	.21	.19
K/RB($\times 10^{-3}$)	.26	.20	.20	.21	.17	.18	.18	.16
RB/SR	.61	1.04	.75	.88	1.31	1.45	1.57	1.79
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	21.09	27.15	25.88	25.13	26.65	28.80	27.56	26.23
OR	24.66	25.94	28.29	28.21	28.73	30.92	30.01	30.75
AN	5.78	6.77	11.87	9.39	7.24	6.30	5.69	4.86
Q	24.96	25.04	19.19	22.80	22.82	24.84	27.33	28.24
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	12.10	9.16	9.77	9.91	9.20	5.97	6.39	5.50
HY-EN	6.21	3.83	4.13	4.14	3.46	2.15	1.88	1.77
HY-FS	5.89	5.32	5.65	5.77	5.75	3.82	4.52	3.73
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	2.11	.71	.80	.50	.65	.22	.01	.65
IL	1.62	1.57	2.08	1.77	1.87	1.00	.99	1.04
AP	.91	.92	.85	.70	.98	.60	.41	.51
C	6.79	2.77	1.29	1.61	1.89	1.36	1.62	2.23
DI	70.71	78.14	73.36	76.14	78.19	84.55	84.90	85.23

PROBE	E07	E08	E09	E010	E011	E012	E013
SiO2	70.8	64.8	64.9	64.1	64.0	65.0	62.2
TiO2	.38	.87	1.08	1.20	1.18	1.17	1.45
Al2O3	14.2	16.2	15.2	15.5	15.2	15.0	15.5
Fe2O3	.23	.54	.58	.65	.30	.66	.55
FeO	2.16*	3.47*	4.35*	4.69*	4.58*	4.56*	5.58*
MnO	.04	.06	.07	.09	.09	.09	.10
MgO	.78	1.54	1.68	1.85	1.72	1.87	2.36
CaO	.98	2.43	2.31	2.54	2.54	2.35	3.06
Na2O	2.93	3.62	2.85	2.86	2.99	2.91	3.13
K2O	5.56	4.57	4.83	4.72	4.35	4.61	4.08
P2O5	.22	.30	.50	.55	.51	.49	.58
SUMME	98.28	98.40	98.35	98.75	97.46	98.71	98.59
SC	---	---	---	---	---	---	---
CR	33	18	107	44	36	107	35
CO	35	46	45	42	42	48	41
NI	<20	<20	29	26	28	34	26
ZN	19	18	58	75	66	101	106
RB	224	181	206	188	175	219	175
SR	144	247	232	237	242	231	278
Y	49	41	48	55	36	52	40
ZR	167	384	480	555	527	548	566
NB	<10	13	25	22	23	19	27
CS	---	---	---	---	---	---	---
BA	720	1044	1059	1158	1131	1143	1190
HF	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.25	.28	.26	.26	.26	.27	.28
K/RB($\cdot 10^{-3}$)	.21	.21	.19	.21	.21	.17	.19
RB/SR	1.56	.73	.89	.79	.72	.95	.63
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM							
AB	25.23	31.13	24.52	24.51	25.96	24.95	26.86
OR	33.43	27.44	29.02	28.24	26.38	27.60	24.45
AN	3.48	10.26	8.33	9.12	9.51	8.57	11.55
O	28.87	17.79	21.48	20.15	21.02	21.51	16.72
DI	---	---	---	---	---	---	---
HY	5.26	8.57	10.21	11.01	10.94	10.86	13.65
HY-EN	1.98	3.90	4.25	4.67	4.40	4.72	5.96
HY-FS	3.28	4.68	5.95	6.34	6.55	6.14	7.69
OL	---	---	---	---	---	---	---
MT	.34	.80	.86	.95	.45	.97	.81
IL	.73	1.68	2.09	2.31	2.30	2.25	2.79
AP	.53	.72	1.20	1.32	1.24	1.18	1.39
C	2.14	1.62	2.32	2.42	2.23	2.15	1.79
DI	87.52	76.36	75.02	72.91	73.36	74.05	68.04

PROBE	V01	V02	V03	V04	V05	V06	V07	V08
S102	60.2	62.4	59.0	59.6	57.0	58.9	58.7	58.5
T102	1.09	1.48	1.85	1.71	1.76	1.77	1.91	1.90
AL203	16.7	15.3	15.7	15.4	16.6	15.3	15.9	16.1
FE203	.89	.80	1.01	.98	1.11	.98	1.06	1.01
FE0	5.41*	4.91*	6.14*	5.96*	6.79*	5.95*	6.49*	6.74
MNO	.11	.09	.12	.11	.13	.11	.13	.13
MGO	3.89	2.07	2.32	2.20	3.95	2.45	2.37	2.46
CA0	4.54	3.29	4.15	4.01	5.40	4.07	4.38	4.44
NA20	3.13	3.10	3.31	3.62	3.12	3.22	2.94	3.25
K20	3.75	4.37	4.37	4.40	3.03	4.08	4.10	4.35
P205	.39	.64	.70	.72	.68	.67	.77	.79
SUMME	100.10	98.45	98.67	98.71	99.57	97.50	98.75	99.67
SC	---	---	---	---	---	---	---	22.40
CR	88	15	11	18	74	26	19	<10
CO	57	43	44	50	52	54	50	51
NI	39	24	30	<20	31	<20	<20	25
ZN	87	85	115	106	117	85	110	96
RB	144	166	160	160	96	142	129	137
SR	426	291	352	333	464	358	364	374
Y	42	47	44	52	37	43	37	44
ZR	447	401	593	571	577	585	695	659
NB	21	26	34	25	31	35	37	32
CS	---	---	---	---	---	---	---	1.04
BA	1217	1318	1663	1654	1445	1574	1628	1645
HF	---	---	---	---	---	---	---	16.16
TA	---	---	---	---	---	---	---	2.03
TH	---	---	---	---	---	---	---	9.70
U	---	---	---	---	---	---	---	3.90
LA	---	---	---	---	---	---	---	77.00
CE	---	---	---	---	---	---	---	157.00
ND	---	---	---	---	---	---	---	69.30
SM	---	---	---	---	---	---	---	14.10
EU	---	---	---	---	---	---	---	2.14
TB	---	---	---	---	---	---	---	1.95
YB	---	---	---	---	---	---	---	4.42
LU	---	---	---	---	---	---	---	.62
MG/(MG+FE)	.39	.27	.25	.24	.34	.26	.24	.24
K/RB ($\times 10^{-3}$)	.22	.22	.23	.23	.26	.24	.26	.26
RB/SR	.34	.57	.45	.48	.21	.40	.35	.37
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---	11.65
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---	.48
CIPW-NORM								
AB	26.46	26.64	28.39	31.03	26.51	27.95	25.19	27.59
OR	22.14	26.23	26.17	26.34	17.98	24.73	24.53	25.79
AN	19.96	12.33	15.28	12.94	22.44	15.63	16.91	16.55
Q	9.74	16.81	9.51	9.08	7.70	11.11	11.61	8.17
DI	---	---	.80	2.04	.00	.49	---	.31
HY	17.27	11.41	13.17	12.14	18.80	13.60	14.21	14.67
HY-EN	9.68	5.24	5.68	5.12	9.88	6.15	5.98	6.08
HY-FS	7.60	6.17	7.49	7.02	8.92	7.45	8.23	8.58
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.29	1.18	1.48	1.44	1.62	1.46	1.56	1.47
IL	2.07	2.86	3.56	3.29	3.36	3.45	3.67	3.62
AP	.92	1.54	1.68	1.73	1.62	1.63	1.85	1.88
C	.17	1.04	---	---	---	---	.51	---
DI	58.34	69.68	64.07	66.45	52.20	63.78	61.33	61.55

PROBE	V09	V010	V011	V012	V013	V014	V015	V016
SiO2	57.0	58.2	58.3	58.9	60.1	57.1	57.7	56.4
TiO2	1.98	1.78	2.06	1.94	1.62	2.01	1.74	2.17
Al2O3	16.6	16.3	15.8	15.8	16.1	16.2	16.1	16.5
Fe2O3	1.13	1.07	1.09	1.06	.97	1.07	1.05	1.23
FeO	6.86*	6.55*	6.64*	6.49*	5.95*	6.53*	6.43*	7.50*
MnO	.13	.13	.13	.13	.11	.13	.12	.14
MgO	3.73	3.57	2.45	3.08	2.11	3.51	3.49	3.23
CaO	5.06	5.08	4.49	4.73	3.93	5.11	5.03	5.31
Na2O	3.31	2.83	3.24	2.89	3.35	3.15	2.81	3.42
K2O	3.15	3.44	3.66	3.67	4.29	3.26	3.39	3.14
P2O5	.71	.62	.83	.77	.59	.68	.68	.89
SUMME	99.66	99.57	98.69	99.46	99.12	98.75	98.54	99.93
SC	---	---	---	---	---	---	---	---
CR	49	59	21	28	14	42	74	19
CO	53	56	55	55	44	47	50	55
NI	27	31	33	32	21	39	29	26
ZN	96	90	105	95	121	105	93	134
RB	119	107	128	116	172	113	100	99
SR	423	425	385	412	341	427	424	434
Y	46	43	55	52	45	32	<10	44
ZR	598	587	592	533	636	509	507	641
NB	33	25	36	32	40	27	27	43
CS	---	---	---	---	---	---	---	---
BA	1100	1362	1603	1276	1695	1189	1266	1871
HF	---	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---	---
Mg/(Mg+Fe)	.32	.32	.24	.29	.24	.32	.32	.27
K/RB($\times 10^{-3}$)	.22	.27	.24	.26	.21	.24	.28	.26
RB/SR	.28	.25	.33	.28	.50	.26	.24	.23
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	28.10	24.05	27.78	24.59	28.60	26.99	24.13	28.96
OR	18.68	20.42	21.92	21.80	25.58	19.51	20.33	18.57
AN	20.53	21.24	17.08	18.53	15.78	20.69	20.82	20.41
Q	7.39	10.31	10.96	11.88	10.91	8.59	10.70	6.55
DI	---	---	---	---	---	.39	---	.11
HY	17.99	17.41	14.42	15.84	13.02	16.79	17.23	17.44
HY-EN	9.32	8.93	6.18	7.71	5.30	8.75	8.82	8.02
HY-FS	8.67	8.48	8.24	8.12	7.72	8.04	8.41	9.41
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.64	1.56	1.60	1.55	1.42	1.57	1.54	1.78
IL	3.77	3.40	3.96	3.70	3.10	3.87	3.35	4.12
AP	1.69	1.47	1.99	1.83	1.41	1.63	1.63	2.11
C	.25	.17	.34	.32	.21	---	.30	---
DI	54.17	54.78	60.65	58.27	65.08	55.09	55.16	54.07

PROBE	VG1	VG2	VG3	VG4	VG5	VG6	VG7	VG8
SI02	60.3	58.0	60.5	63.3	64.8	64.7	65.1	65.3
TI02	1.65	1.63	1.59	1.29	1.27	1.29	1.24	1.22
AL203	15.8	16.5	15.6	15.2	14.7	14.6	14.8	14.6
FE203	1.31	1.28	.97	.96	1.03	.87	.94	.76
FEO	5.65*	5.90*	5.56*	4.75*	3.93*	4.05*	3.86*	3.94*
MNO	.11	.12	.11	.09	.08	.08	.08	.08
MGO	2.05	2.87	2.47	1.59	1.26	1.46	1.35	1.29
CAO	3.77	4.85	3.81	3.17	2.48	2.43	2.41	2.31
NA2O	3.51	3.02	3.13	2.85	2.93	3.48	2.82	3.01
K2O	4.05	3.59	3.84	4.53	5.17	5.15	5.22	5.21
P2O5	.76	.71	.59	.54	.51	.46	.49	.45
SUMME	98.96	98.47	98.17	98.27	98.16	98.57	98.31	98.17
SC	---	20.4	---	---	---	---	---	---
CR	<10	32	25	14	<10	15	22	13
CO	55	53	50	52	44	41	39	41
NI	<20	32	27	<20	<20	<20	27	<20
ZN	111	105	87	79	112	94	80	82
RB	166	149	127	204	192	188	192	196
SR	319	594	377	278	215	203	201	205
Y	62	45	47	62	50	51	53	53
ZR	742	714	526	667	610	603	611	595
NB	31	28	27	31	20	21	23	27
CS	---	3.40	---	---	---	---	---	---
BA	1354	1568	1278	1319	1298	1177	1260	1257
HF	---	18.73	---	---	---	---	---	---
TA	---	1.57	---	---	---	---	---	---
TH	---	9.20	---	---	---	---	---	---
U	---	10.80	---	---	---	---	---	---
LA	---	94.5	---	---	---	---	---	---
CE	---	168.1	---	---	---	---	---	---
ND	---	72.8	---	---	---	---	---	---
SM	---	15.20	---	---	---	---	---	---
EU	---	2.22	---	---	---	---	---	---
TB	---	1.72	---	---	---	---	---	---
YB	---	3.27	---	---	---	---	---	---
LU	---	.45	---	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.23	.29	.28	.22	.21	.23	.22	.22
K/RB($\times 10^{-3}$)	.20	.20	.25	.18	.22	.23	.23	.22
RB/SR	.52	.25	.34	.73	.89	.93	.96	.96
LA _N /YB _N	---	19.32	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	.50	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	30.01	25.95	26.98	24.54	25.26	29.67	24.27	25.94
OR	24.18	21.54	23.11	27.24	31.12	30.87	31.38	31.36
AN	13.88	19.72	15.33	12.41	9.14	9.14	8.91	8.68
Q	12.44	10.87	14.50	19.37	20.59	16.76	21.28	20.47
DI	---	---	---	---	---	.04	---	---
HY	12.00	14.68	13.38	10.10	7.70	8.48	7.91	8.10
HY-EN	5.16	7.26	6.27	4.03	3.20	3.68	3.42	3.27
HY-FS	6.84	7.42	7.12	6.07	4.50	4.80	4.49	4.83
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	1.92	1.88	1.43	1.42	1.52	1.28	1.39	1.12
IL	3.17	3.14	3.08	2.49	2.46	2.49	2.40	2.36
AP	1.82	1.71	1.42	1.30	1.23	1.11	1.18	1.09
C	.61	.54	.79	1.16	1.01	---	1.32	.90
DI	66.64	58.36	64.59	71.15	76.97	77.50	76.93	77.77

PROBE	VG9	VG10	VG11	VG12	VG13	VG14	VG15	VG16
SI02	66.0	64.8	65.5	66.6	66.4	65.0	64.5	65.1
TI02	1.19	1.30	1.16	1.13	1.09	1.29	1.31	1.25
AL203	14.4	14.7	14.6	14.4	14.6	14.6	14.6	14.4
FE203	.42	.89	.63	.72	.73	.74	.83	.92
FEO	4.05*	4.09*	3.77*	3.63*	3.65*	4.12*	4.10*	3.94*
MNO	.08	.08	.07	.07	.08	.08	.08	.08
MGO	1.25	1.37	1.28	1.13	.98	1.37	1.55	1.39
CAO	2.23	2.40	2.30	2.05	2.09	2.38	2.59	2.43
NA2O	3.00	3.18	2.99	2.96	3.17	3.01	3.05	3.13
K2O	5.15	5.23	5.31	5.45	5.36	5.19	4.98	5.07
P2O5	.44	.50	.49	.44	.39	.48	.54	.46
SUMME	98.21	98.54	98.10	98.58	98.54	98.26	98.23	98.17
SC	10.5	---	---	---	---	---	---	---
CR	18	18	<10	<10	12	20	<10	18
CO	44	41	45	37	48	47	42	44
NI	<20	22	23	<20	<20	24	27	<20
ZN	74	85	81	57	77	76	87	81
RB	193	179	189	212	219	187	196	188
SR	184	199	204	181	167	200	240	209
Y	57	47	54	46	58	46	51	66
ZR	570	613	532	569	548	592	610	607
NB	24	28	21	26	20	22	17	<10
CS	.60	---	---	---	---	---	---	---
BA	1274	1222	1130	1148	1068	1148	1328	1137
HF	15.44	---	---	---	---	---	---	---
TA	1.36	---	---	---	---	---	---	---
TH	11.70	---	---	---	---	---	---	---
U	7.10	---	---	---	---	---	---	---
LA	74.4	---	---	---	---	---	---	---
CE	137.2	---	---	---	---	---	---	---
ND	64.9	---	---	---	---	---	---	---
SM	11.90	---	---	---	---	---	---	---
EU	1.00	---	---	---	---	---	---	---
TB	1.66	---	---	---	---	---	---	---
YB	3.63	---	---	---	---	---	---	---
LU	.46	---	---	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.22	.22	.23	.21	.19	.22	.24	.23
K/RB(*10 ⁻³)	.22	.24	.23	.21	.20	.23	.21	.22
RB/SR	1.05	.90	.93	1.17	1.31	.94	.82	.90
LA _N /YB _N	13.71	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	.27	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	25.85	27.31	25.79	25.41	27.22	25.92	26.27	26.98
OR	30.99	31.36	31.99	32.67	32.14	31.21	29.96	30.52
AN	8.34	8.77	8.37	7.40	7.94	8.82	9.49	9.22
Q	21.42	18.61	20.62	22.03	20.89	19.92	19.55	19.80
DI	---	---	---	---	---	---	---	---
HY	8.54	8.31	7.96	7.25	6.99	8.53	8.76	8.17
HY-EN	3.17	3.46	3.25	2.85	2.48	3.47	3.93	3.53
HY-FS	5.37	4.85	4.71	4.40	4.51	5.06	4.83	4.64
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	.62	1.31	.93	1.06	1.07	1.09	1.37	1.36
IL	2.30	2.51	2.25	2.18	2.10	2.49	2.53	2.42
AP	1.06	1.20	1.18	1.06	.94	1.16	1.30	1.11
C	.91	.65	.94	.97	.73	.87	.79	.45
DI	78.26	77.28	78.40	80.11	80.25	77.06	75.78	77.29

PROBE	VG17	VG18	VG19	VG20	VG21	VG22	VG23	VG24
S102	67.3	52.7	59.0	57.6	63.0	55.8	61.7	53.8
T102	1.06	2.56	1.57	1.89	1.23	1.81	1.46	2.26
AL203	13.9	16.4	16.3	16.1	15.8	17.1	16.2	16.0
FE203	.59	1.08	1.02	.78	.93	.61	.41	1.36
FE0	3.52*	8.59*	5.82*	6.83*	4.60*	7.54*	5.85*	8.27*
MNO	.07	.16	.11	.13	.08	.13	.10	.16
MGO	1.16	3.38	2.27	3.65	1.73	3.42	2.71	4.94
CAO	2.01	5.80	4.01	5.30	2.82	5.14	3.70	6.28
NA20	3.07	3.56	3.08	2.81	3.43	3.21	3.03	2.81
K20	5.16	3.11	3.91	3.48	4.35	3.10	3.87	2.08
P205	.40	.85	.68	.69	.55	.69	.60	.69
SUMME	98.24	98.19	97.77	99.26	98.52	98.55	99.63	98.65
SC	---	---	---	---	---	---	---	---
CR	23	24	11	36	39	60	46	122
CO	36	59	48	51	45	57	45	56
NI	<20	21	21	30	23	37	28	53
ZN	75	128	123	103	103	124	105	121
RB	225	94	176	84	227	96	146	75
SR	167	470	412	434	254	424	354	453
Y	72	43	50	42	50	43	42	31
ZR	560	606	833	544	563	636	488	338
NB	15	37	32	37	20	27	30	22
CS	---	---	---	---	---	---	---	---
BA	1034	1710	1396	1512	1141	1587	1328	817
HF	---	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---	---
MG/(MG+FE)	.22	.26	.25	.33	.24	.30	.30	.34
K/RB($\times 10^{-3}$)	.19	.27	.18	.34	.16	.27	.22	.23
RB/SR	1.35	.20	.43	.19	.89	.23	.41	.17
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM								
AB	26.44	30.68	26.66	23.95	29.46	27.56	25.73	24.10
OR	31.04	18.72	23.63	20.72	26.09	18.59	22.95	12.46
AN	7.49	19.95	15.80	21.20	10.55	21.30	14.49	25.24
Q	23.21	.84	12.96	9.21	16.94	6.37	15.32	6.24
DI	---	3.09	---	.62	---	---	---	1.46
HY	7.38	18.18	13.41	17.94	10.26	19.39	14.98	22.53
HY-EN	2.94	7.90	5.78	9.00	4.37	8.64	6.77	12.09
HY-FS	4.43	10.28	7.63	8.93	5.88	10.75	8.21	10.44
OL	---	---	---	---	---	---	---	---
MT	.87	1.59	1.51	1.14	1.37	.90	.60	2.00
IL	2.05	4.95	3.05	3.62	2.37	3.49	2.78	4.35
AP	.96	2.05	1.65	1.65	1.32	1.66	1.43	1.66
C	.58	---	1.37	---	1.66	.78	1.74	---
DI	80.69	50.23	63.25	53.88	72.49	52.52	64.01	42.81

PROBE	VR1	LG1	LG2	LQ1	LQ2	LQ3	LQ4
SiO2	58.0	58.4	56.7	63.0	62.4	60.1	61.9
TiO2	1.78	1.88	2.08	1.45	1.50	1.64	1.52
Al2O3	15.9	16.2	16.0	15.6	14.9	15.0	15.1
Fe2O3	.48	.27	.85	.71	.92	.68	.71
FeO	6.65*	7.62*	7.54*	5.24*	4.99*	5.93*	5.39*
MnO	.12	.13	.14	.10	.10	.11	.10
MgO	3.05	3.76	3.94	2.05	1.80	2.04	1.92
CaO	4.70	4.71	5.25	3.12	3.07	3.72	3.15
Na2O	3.19	2.32	2.89	2.57	3.14	3.05	2.49
K2O	3.57	3.06	3.12	4.69	4.65	4.39	4.60
P2O5	.70	.58	.61	.68	.58	.72	.67
SUMME	98.14	98.93	99.12	99.21	98.05	97.38	97.55
SC	---	---	---	---	---	---	---
CR	53	52	26	14	34	31	33
CO	48	58	58	39	48	43	38
NI	30	36	37	23	28	24	<20
ZN	94	92	95	103	109	140	115
RB	135	115	110	166	168	147	167
SR	407	387	419	280	263	293	273
Y	42	38	40	53	49	47	52
ZR	564	341	403	687	657	762	672
NB	32	24	28	31	27	40	26
CS	---	---	---	---	---	---	---
BA	1363	1245	1185	1450	1484	1464	1383
HF	---	---	---	---	---	---	---
TA	---	---	---	---	---	---	---
TH	---	---	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---	---	---
LA	---	---	---	---	---	---	---
CE	---	---	---	---	---	---	---
ND	---	---	---	---	---	---	---
SM	---	---	---	---	---	---	---
EU	---	---	---	---	---	---	---
TB	---	---	---	---	---	---	---
YB	---	---	---	---	---	---	---
LU	---	---	---	---	---	---	---
Mg/(Mg+Fe)	.30	.32	.32	.26	.24	.24	.24
K/RB($\cdot 10^{-3}$)	.22	.22	.24	.23	.23	.25	.23
RB/SR	.33	.30	.26	.59	.64	.50	.61
LA _N /YB _N	---	---	---	---	---	---	---
EU/EU*	---	---	---	---	---	---	---
CIPW-NORM							
AB	27.50	19.84	24.67	21.92	27.10	26.50	21.60
OR	21.50	18.28	18.60	27.94	28.02	26.64	27.87
AN	18.87	19.79	21.66	11.12	11.67	14.12	11.53
Q	9.22	14.32	8.21	19.32	16.25	13.37	19.38
DI	.19	---	.49	---	---	---	---
HY	16.92	20.49	19.71	12.03	10.81	13.25	12.06
HY-EN	7.70	9.47	9.78	5.15	4.57	5.22	4.90
HY-FS	9.22	11.02	9.93	6.88	6.23	8.03	7.16
OL	---	---	---	---	---	---	---
MT	.71	.40	1.24	1.04	1.36	1.01	1.06
IL	3.44	3.61	3.99	2.78	2.91	3.20	2.96
AP	1.69	1.39	1.46	1.62	1.40	1.75	1.63
C	---	1.92	---	2.27	.52	.20	1.95
DI	58.22	52.44	51.48	69.18	71.37	66.51	68.85

ANHANG D

Liste der chemischen Analysen der Biotitpräparate

Die Biotitpräparate wurden in gleicher Weise wie die Gesamtgesteinsproben in Form von Glastabletten mit Hilfe der RFA gemessen. Zur Überprüfung, ob die durch Gesteinsstandards aufgestellten Eichgeraden für die Biotitmatrix geeignet sind, wurde ein Biotitstandard (Basel-1b, HÜGI et al., 1975) mitgemessen. Die Ergebnisse von Mehrfachbestimmungen zeigten eine gute Übereinstimmung mit den Sollwerten des Biotitstandards. Alle FeO-Gehalte wurden naßchemisch bestimmt. Zur Methodik beider Analysenverfahren siehe Anhang C. In den folgenden Tabellen sind Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm angegeben.

Die zur chemischen Analyse angegebenen Strukturformeln auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen wurden mit Hilfe eines Fortranprogramms (CMSF-Programm) errechnet.

Probe	EB7-2	EB7-14	ES2-1	ES2-3	ER33	EB30	EB6-1/1	EB6-1/2
SiO ₂	37.60	38.40	35.40	35.60	38.50	38.10	35.30	35.40
TiO ₂	3.00	1.80	3.14	3.36	1.77	1.75	4.05	3.73
Al ₂ O ₃	15.80	15.10	18.90	18.60	15.80	17.50	16.90	17.20
Fe ₂ O ₃	2.22	1.90	1.62	1.93	.25	1.32	1.99	2.13
FeO	18.51	16.62	19.52	19.90	14.65	13.11	19.98	19.91
MnO	.17	.07	.14	.18	.07	.04	.21	.19
MgO	11.20	13.45	8.39	8.77	15.95	17.28	9.68	9.64
CaO	.26	.38	.04	.12	.48	.18	.10	.08
K ₂ O	---	.17	---	---	.15	.25	<0.20	<0.20
N ₂ O	9.24	8.33	9.48	9.28	7.88	8.14	9.07	9.21
P ₂ O ₅	<0.1	.12	<0.1	.14	<0.1	<0.1	---	---
Summe	98.09	96.34	96.73	97.88	95.55	97.71	97.30	97.53
Cr	234	552	61	46	1172	35	154	171
Co	108	112	97	97	91	95	173	176
Ni	82	158	56	40	120	327	88	91
Zn	455	391	530	415	222	159	417	424
Rb	406	248	500	488	199	247	528	544
Sr	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Y	50	28	65	62	25	26	63	70
Zr	---	15	---	---	---	---	<15	---
Nb	<10	---	73	102	34	54	97	97
Ba	1397	4679	1164	3049	3952	3085	1940	1739
Strukturformeln auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen								
Si	5.872	6.024	5.616	5.588	5.994	5.812	5.596	5.602
AlIV	2.128	1.976	2.384	2.412	2.006	2.188	2.404	2.398
AlVI	0.782	0.816	1.148	1.028	0.894	0.960	0.754	0.810
Ti	0.352	0.212	0.374	0.396	0.208	0.200	0.482	0.444
Fe ³⁺	0.290	0.250	0.214	0.254	0.032	0.168	0.264	0.282
Fe ²⁺	2.176	1.962	2.330	2.350	1.716	1.506	2.384	2.370
Mn	0.022	0.010	0.018	0.024	0.010	0.006	0.028	0.026
Mg	2.608	3.144	1.984	2.052	3.702	3.930	2.288	2.274
Ca	0.044	0.064	0.006	0.020	0.080	0.030	0.016	0.014
Na	---	0.052	---	---	0.046	0.074	0.006	0.012
K	1.842	1.666	1.918	1.858	1.566	1.584	1.834	1.860
Ba	0.010	0.032	0.008	0.022	0.028	0.020	0.014	0.012
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Y	6.230	6.394	6.068	6.104	6.562	6.770	6.200	6.206
X	1.896	1.814	1.932	1.900	1.720	1.708	1.870	1.898

Probe	EO11	EO10	EO12	EO13	EO4	EO5	EO7	EO3
SiO ₂	36.10	36.30	36.10	36.10	36.20	35.80	35.90	36.20
TiO ₂	3.43	3.70	3.02	3.30	3.17	2.84	2.94	2.80
Al ₂ O ₃	17.80	17.60	17.90	18.00	18.40	17.80	19.20	18.00
Fe ₂ O ₃	1.21	.45	.81	.89	1.10	1.37	2.37	1.21
FeO	20.34	20.30	21.15	20.33	21.55	21.83	20.80	20.60
MnO	.25	.24	.24	.24	.27	.22	.26	.24
MgO	8.73	8.66	8.13	8.82	7.40	7.05	7.50	8.05
CaO	.27	.28	.25	.25	.16	.16	.37	.20
Na ₂ O	---	<0.20	<0.20	---	---	---	---	---
K ₂ O	9.55	9.46	9.48	9.61	9.45	9.46	8.49	9.44
P ₂ O ₅	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Summe	97.68	97.14	97.23	97.54	97.70	96.53	97.83	96.74
Cr	164	190	192	183	214	174	182	155
Co	115	106	109	104	121	114	114	111
Ni	61	53	50	66	66	58	54	61
Zn	483	419	464	501	544	536	571	490
Rb	665	546	719	632	992	936	860	790
Sr	---	---	---	---	---	---	---	---
Y	82	52	101	92	117	147	98	130
Zr	332	253	246	315	229	437	322	445
Nb	92	89	94	90	112	120	86	103
Ba	956	1375	1030	890	567	563	418	658

Strukturformeln auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen

Si	5.310	5.334	5.294	5.260	5.312	5.312	5.196	5.354
AlIV	2.690	2.666	2.706	2.740	2.688	2.688	2.804	2.646
AlVI	0.396	0.380	0.388	0.350	0.496	0.424	0.472	0.492
Ti	0.380	0.408	0.334	0.362	0.350	0.316	0.320	0.312
Fe ³⁺	0.106	0.056	0.100	0.108	0.136	0.170	0.286	0.150
Fe ²⁺	2.252	2.244	2.334	2.230	2.380	2.438	2.266	2.292
Mn	0.032	0.030	0.030	0.030	0.034	0.028	0.032	0.030
Mg	1.914	1.896	1.778	1.916	1.618	1.560	1.618	1.774
Ca	0.042	0.044	0.040	0.040	0.026	0.026	0.058	0.032
Na	---	0.022	0.006	---	---	---	---	---
K	1.792	1.772	1.774	1.786	1.770	1.790	1.568	1.782
Ba	0.006	0.010	0.006	0.006	0.004	0.004	0.002	0.004
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Y	5.122	5.014	4.964	4.996	5.014	4.936	4.994	5.050
X	1.840	1.848	1.826	1.832	1.800	1.820	1.628	1.818

Probe	EB6-2/1	EB6-2/2	EB6-3/1	EB6-3/2	ES9	ES14	EO8	EO9
SiO ₂	36.20	35.60	36.40	36.00	36.10	36.60	36.10	35.40
TiO ₂	3.65	3.68	3.46	3.44	3.21	3.50	3.20	3.14
Al ₂ O ₃	16.90	16.70	16.60	16.60	17.50	15.70	18.10	18.30
Fe ₂ O ₃	2.14	1.69	1.59	1.57	2.48	1.81	.37	2.22
FeO	19.50	19.72	19.77	19.83	19.23	19.93	20.79	19.79
MnO	.18	.18	.15	.15	.20	.24	.23	.22
MgO	9.71	9.57	9.94	10.13	9.79	10.08	8.43	8.35
CaO	.06	.06	.04	.04	.08	.07	.20	.04
Na ₂ O	---	---	---	---	< 0.20	---	---	---
K ₂ O	9.41	9.32	9.48	9.46	9.36	9.32	9.45	9.59
P ₂ O ₅	---	---	---	---	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Summe	97.75	96.52	97.43	97.22	98.09	97.29	96.87	97.02
Cr	184	185	230	235	73	77	232	157
Co	197	195	194	167	103	105	113	94
Ni	73	75	77	69	64	74	63	42
Zn	445	454	446	423	343	294	496	452
Rb	518	534	530	512	408	318	669	705
Sr	---	---	---	< 25	< 25	< 25	---	< 25
Y	33	41	46	59	52	30	88	85
Zr	---	---	---	---	---	---	297	164
Nb	86	100	86	90	69	65	111	102
Ba	2033	2069	2296	2198	3185	3315	840	801

Strukturformeln auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen

Si	5.702	5.680	5.742	5.698	5.666	5.790	5.324	5.228
AlIV	2.298	2.320	2.258	2.302	2.334	2.210	2.676	2.772
AlVI	0.840	0.818	0.828	0.796	0.902	0.718	0.468	0.414
Ti	0.432	0.442	0.410	0.410	0.378	0.416	0.354	0.348
Fe ₃ ⁺	0.282	0.226	0.210	0.208	0.326	0.240	0.046	0.274
Fe ₂ ⁺	2.312	2.368	2.348	2.362	2.272	2.372	2.306	2.200
Mn	0.024	0.024	0.020	0.020	0.026	0.032	0.028	0.028
Mg	2.280	2.276	2.338	2.390	2.290	2.376	1.852	1.838
Ca	0.010	0.010	0.006	0.006	0.014	0.012	0.032	0.006
Na	---	---	---	---	0.022	---	---	---
K	1.892	1.896	1.908	1.910	1.874	1.880	1.778	1.806
Ba	0.014	0.014	0.016	0.016	0.022	0.022	0.006	0.006
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Y	6.170	6.154	6.154	6.186	6.194	6.154	5.054	5.102
X	1.916	1.920	1.930	1.932	1.932	1.914	1.816	1.818

Probe	EO2	EP11	EO6	EP1	EP8	EP3	EP4	EP2
SiO ₂	36.30	36.40	36.20	36.00	36.60	36.20	36.20	36.10
TiO ₂	2.84	2.82	2.89	3.04	3.13	3.25	3.50	2.94
Al ₂ O ₃	18.10	19.10	18.30	19.30	19.30	19.60	19.50	19.10
Fe ₂ O ₃	1.42	2.22	1.70	1.36	1.33	1.08	1.22	1.24
FeO	20.16	20.36	20.62	19.60	18.76	19.32	19.89	20.40
MnO	2.22	2.25	2.26	2.22	2.26	2.11	2.15	2.19
MgO	8.60	8.31	7.95	8.93	9.50	9.18	8.71	7.34
CaO	3.30	2.24	1.14	1.13	1.13	1.12	1.13	1.11
K ₂ O	8.83	8.63	9.56	9.23	9.07	9.19	9.17	9.38
N ₂ O	96.77	98.33	97.62	97.01	97.08	98.20	97.62	96.80
Summe								
Cr	227	241	239	380	344	531	479	479
Co	120	115	126	116	101	103	106	108
Ni	56	56	67	107	69	61	89	71
Zn	454	508	506	383	568	483	481	491
Rb	741	727	1057	499	593	675	609	872
Sr	---	---	---	---	---	---	---	---
Y	109	112	190	83	61	71	82	152
Zr	341	471	346	190	229	218	264	272
Nb	105	89	127	55	79	60	71	80
Ba	738	623	584	866	558	726	1071	912

Strukturformeln auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen

Si	5.330	5.236	5.322	5.230	5.334	5.196	5.238	5.308
AlIV	2.670	2.764	2.678	2.770	2.666	2.804	2.762	2.692
AlVI	0.460	0.472	0.492	0.534	0.648	0.512	0.564	0.618
Ti	0.314	0.304	0.320	0.332	0.342	0.350	0.380	0.326
Fe ³⁺	0.174	0.268	0.210	0.040	0.040	0.130	0.026	0.152
Fe ²⁺	2.228	2.204	2.282	2.142	2.058	2.088	2.166	2.258
Mn	0.028	0.030	0.032	0.028	0.032	0.014	0.018	0.024
Mg	1.882	1.782	1.742	1.934	2.064	1.964	1.878	1.608
Ca	0.048	0.036	0.022	0.020	0.020	0.018	0.020	0.018
Na	---	---	---	0.064	---	0.014	0.036	---
K	1.654	1.584	1.792	1.704	1.686	1.682	1.760	1.760
Ba	0.004	0.004	0.004	0.006	0.004	0.004	0.006	0.006
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Y	5.086	5.060	5.078	5.014	5.184	5.058	5.032	4.986
X	1.706	1.624	1.818	1.794	1.710	1.718	1.754	1.784

Probe	EP5	EP9	EC1	EC2	EC3	EC4
SiO ₂	36.00	36.30	35.60	35.30	35.00	35.50
TiO ₂	3.22	2.94	3.12	3.58	3.56	3.62
Al ₂ O ₃	18.70	19.50	18.80	19.70	19.10	18.80
Fe ₂ O ₃	1.33	.72	1.65	1.91	1.42	1.75
FeO	20.89	19.32	22.59	22.83	22.50	22.70
MnO	.27	.22	.23	.09	.09	.09
MgO	7.80	8.60	6.19	5.68	5.15	6.16
CaO	.14	.16	.14	.13	.12	.14
Na ₂ O	---	---	---	---	---	---
K ₂ O	9.82	8.63	9.26	9.24	8.92	9.07
P ₂ O ₅	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Summe	98.17	96.39	97.58	98.46	95.86	97.83
Cr	206	453	512	264	337	778
Co	111	111	121	135	130	131
Ni	56	68	120	104	96	144
Zn	522	437	360	282	212	408
Rb	763	685	611	531	557	638
Sr	---	---	---	---	---	---
Y	93	126	72	67	75	71
Zr	208	281	148	293	222	190
Nb	77	68	59	59	64	63
Ba	664	443	892	1142	1149	973
Strukturformeln auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen						
Si	5.262	5.284	5.214	5.164	5.220	5.184
AlIV	2.738	2.716	2.786	2.836	2.780	2.816
AlVI	0.484	0.628	0.458	0.560	0.578	0.418
Ti	0.354	0.322	0.344	0.394	0.400	0.398
Fe ₃ +	0.162	0.088	0.202	0.234	0.178	0.214
Fe ₂ +	2.298	2.116	2.490	2.514	2.526	2.494
Mn	0.034	0.028	0.028	0.012	0.012	0.012
Mg	1.700	1.866	1.352	1.238	1.144	1.340
Ca	0.022	0.024	0.022	0.020	0.020	0.022
Na	---	---	---	---	---	---
K	1.832	1.602	1.730	1.724	1.698	1.690
Ba	0.004	0.002	0.006	0.006	0.008	0.006
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Y	5.032	5.048	4.874	4.952	4.838	4.876
X	1.858	1.628	1.758	1.750	1.726	1.718

Lebenslauf

Name: Wolfgang Spiegel
geboren: 4. 8. 1957 in München
Staatsangehörigkeit: deutsch
Familienstand: verheiratet seit 17.9. 1983
Eltern: Georg Spiegel, Verw. Angestellter
Rosina Spiegel geb. Luger, Hausfrau
Ehefrau: Ute Spiegel geb. Gottwald, Lehrerin

Schul- und Berufsausbildung:

1963 - 1967 Volksschule (München)
1967 - 1976 Rupprecht-Gymnasium München
1976 - 1977 Grundwehrdienst
1977 - 1983 Studium an der Ludwig-Maximilians-Universität in München:
WS77/78 - WS78/79 Studiengang Geophysik, ab SS 79 Studiengang Mineralogie. Abschluss: Diplom in Mineralogie (April 1983).

1983 - 1985 Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München.

seit April 1985 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie der TU München.

